

岩石鋳物鋳床学会誌

第45巻 第4号

昭和36年(1961)4月5日

研究報文

- 群馬県鐮川・碓氷川地域の第三紀層中の沸石 (I) 木崎喜雄
西山陰及び北九州地域アルカリ玄武岩類中の橄欖石 応地善雄
岩手県大谷山鋳山の地質鋳床 高橋維一郎
仙台周辺の新第三紀火山活動の研究 (I) 高館層について 生出慶司
日高幌満川中流の橄欖石斑瀾岩・橄欖石ノーライト (追補)
特に副成分鋳物としての磁硫鉄鋳, フェライトについて .. 浅井宏

会報

会員動静, 会費納入の件, 投稿規定

雑誌

含油層の基盤深度に就て

新刊紹介

ウラン, その資源と鋳物 (ウラントリウム鋳物研究委員会編集) 他1件

抄録

- 鋳物学及び結晶学 酸化バナジウム鋳物 haggite と doloresite
の結晶化学的研究 他5件
岩石学及び火山学 Labrador trough の玄武岩質岩類 他5件
金属鋳床学 Tasmania の Magnet 鋳床産銀・鉛・亜鉛
鋳石中の対照的構造 他2件
石油鋳床学 カナダ盆地西部ミシシッピの炭酸塩岩の岩
相と孔隙率の関係 他3件

東北大学理学部岩石鋳物鋳床学教室内

日本岩石鋳物鋳床学会

会員動静〔新入会〕 日本鉱業株式会社仙台出張所（仙台市東一番丁，東一ビル），沼野忠之（岡山市内田京町 95），原田一雄（東京教育大学地質学鉱物学教室，小川裕（名古屋市西区山田町比良 1918）

〔転勤及び転居〕 佐藤明（東京都千代田区大手町 2 の 2（野村ビル内）野村鉱業 K. K. 技術部内）

〔退会〕 米谷利治，常子文，金子弘二

会費納入の件 本年度会費 1,000 円（但し，大学院学生を除く学生会員は本年度に限り 500 円）を未納の方は本会（振替仙台 8825 番）宛至急お納め下さい。昨年度以前の未納分は曩に直接お知らせしましたが，特に多額に滞納されている方は，至急お納め下さらないと，会誌の発行が停止されますので御注意下さい。

雑

録

含油層の基盤深度に就て 石油を生成したと考えられる堆積物の下にある火成岩，變成岩からなる古期岩類を一応含油層の基盤と考えて世界各地の基盤深度を推定すると，テキサス，ルイジアナの海岸地域では花崗岩までは 50,000 呎であるが，内陸盆地ではこれよりも浅く，例えば Red River Uplift (2,300'), Fort Stockton Uplift (4,500'), Eastern Platform (5,300'), Valverde Basin (26,300'), Oklahoma の Anadarko Basin (22,000') 等である。アパラチャ地向斜では堆積物の全層厚は 55,000' と考えられていたが，基盤迄到達した坑井では 13,331' であった。カリフォルニアではジュラ系の花崗岩類を基盤とみると，深度は 80,00' ~ 40,000' に亘り，所により変化する。西部カナダでは白堊系の Athabaska sand が基盤上に露出し，こゝに大規模なアスファルトを含む。この基盤は南方 Williston Basin では 15,000' 以下に沈降する。ベネズエラでは第三系，白堊系を推算して 30,000' 以上の堆積物が基盤上にある。アルゼンチン西北部では古生層中を 14,737' 迄掘つたが基盤に達しない。フランス，西独，オランダ等ではジュラ系が最下部油層を含むと考えられており，Lacq 油田 (Aquitaine Basin) では 16,000' で尙ジュラ系であるが，Paris Basin では 8,000' 位と推定される。サハラ Hassi Mesaoud 油田は 12,600' で基盤に達したといわれ，リビヤでも同程度と考えられる。アラビヤでは深層の状況は明でないがサウヂアラビヤの最深井は 14,875'（二疊系）クエイトのそれは 13,853'（ジュラ系）といわれ，岩塩栓の中からカンブリアン系の三葉虫が発見されたのでペルシヤ湾地域での基盤深度は可成り深い。西部パキスタンでは始新統迄を海成層とみてその深さを 12,000' としているが，その下の陸成層を合せると堆積層の基盤は 25,000' となる。インドのアツサムでは漸新統の油層は 14,000' に達し，白堊系（セノマニアン統）迄を合せると基盤深度は 50,000' である。ビルマではアツサムと同様の地質条件が考えられ，イラクサ河三角洲では 12,000' で尙中新統に止まつた。然しながら基盤から下には色々な例外があつて一率に掘さくを中止すべきではない。例えばベネズエラでは破碎性孔隙をもつ花崗岩中から出油し，油層は之をおおう堆積岩層と共通の水準面をもつ。結晶片岩に到達すれば，掘さくを中止するのが普通であるが，部分的に変質した堆積岩の下に未変質堆積岩が出て来た場合があり，中部テキサスでは Ouachita Facies と呼んで警戒している。プレカンブリヤ系の地層でも Montana, Idaho 及び British Columbia では Beltian 系の石灰岩，砂岩，頁岩より成る 35,000' に達する厚層があり，Glacier National Park ではこれが白堊系の上に衝上し，この衝上地塊の下に白堊系が石油を集積していると考えられる。岩塩は，ドーム，貫入体，厚い水平層等色々な形で地下に伏在し，その真の厚さが分らぬことが多い。南ルイジアナで 10,000'

（表紙 3 頁に続く）

研 究 報 文

群馬県鐮川・碓氷川地域の第三紀層中の沸石 (I)

Zeolite in the Tertiary beds of Kabura-gawa and
Usui-gawa districts, Gunma Prefecture (I)

木 崎 喜 雄 (Yosio Kizaki)*

Abstract : Abundant zeolite occurs widely in the tuffs of the Tertiary beds of Kabura-gawa and Usui-gawa districts, Gunma Prefecture. The X-ray diffraction pattern of this zeolite is similar to those of heulandite and clinoptilolite, but the spacings of its diffraction lines are generally somewhat larger than those of heulandite and close to those of clinoptilolite. It is noteworthy that this zeolite is more stable thermally than heulandite. Namely heated sample at 700°C shows distinct X-ray diffraction pattern nearly same to original sample. Mean refractive index is 1.484. Because of its fineness, this zeolite can not be identified chemically, but it may be emphasized from some properties above mentioned that this zeolite is very close to clinoptilolite. This mineral may have been formed by diagenetic alteration of volcanic glass in marine environment.

1. ま え が き

堆積岩特に凝灰質堆積岩中から産出する沸石については諸外国ではかなり多数の研究がある。最近では Deffeyes¹⁾ が多数の文献をまとめ、又 Coombs ら²⁾ は New Zealand 及びその他の地域の沸石の産状をまとめ “zeolite facies” について論じた。我が国においても須藤俊男ら³⁾ によつて横手粘土中にプチロル沸石系の沸石が見出だされて以来、各地の火山岩ないし火砕岩起源の粘土や凝灰岩中に種々の沸石が見出されてきた。

筆者も群馬県沼田市産のベントナイト質粘土中よりプチロル沸石系の沸石を、又その母岩の凝灰岩中より輝沸石類似の沸石を報告した。更に筆者⁴⁾ は群馬県碓氷産のベントナイト中に輝沸石様の沸石が含まれることを報告した。この沸石はベントナイト中のみならず、その原岩である第三紀の凝灰岩中にもかなり普遍的に含まれていることを明らかにしたので、この沸石の産状及び各種の性質をこゝに報告する。

2. 地質及び産状

群馬県の南西よりの地域の鐮川及び碓氷川の沿岸地域には海成層を主とする第三紀層

* 群馬大学学芸学部

が広く分布する。この第三紀層全体については藤本治義⁵⁾、小林学⁶⁾、藤本治義⁶⁾、渡部景隆⁷⁾らにより、又磯部・原市地域については金原均二⁸⁾、石和田靖章⁹⁾、本島公司¹⁰⁾らにより、更に本地域の最西部の横川地域については筆者⁴⁾により研究された。

これらの報告にのべられている第三紀層の地質の概略を藤本、渡部らの層序に従って下部より説明する。

神農原層：第三紀層分布地域の南部に分布し第三紀層の最下部にあたる。主として礫岩及び砂岩からなり、凝灰岩をはさまない。然し上信電鉄千平駅の南の鐮川岸の花崗質砂岩中から脈状をなす方沸石が産出する。この方沸石については別の機会に報告する。

井戸沢層：神農原層を整合的におく、その北側に分布する。砂岩及び泥岩を主とし、若干の凝灰岩ないし凝灰質岩をはさむが連続性にとほしい。井戸沢層の最西部の下仁田町上鎌田附近の凝灰質泥岩中から方沸石が産出する。この方沸石についてもあらためて報告する。

福島層：井戸沢層の上部に整合的に重なり、その北側に分布する。主として暗灰色の泥岩よりなり最上部及び最下部に凝灰岩層を各一層はさむほか若干の凝灰岩の薄層をはさんでいる。これらの凝灰岩層は比較的連続性に乏しい。

吉井層：福島層に整合的にかさなる砂質泥岩及び泥岩の互層で、福島層の北側に分布する。吉井層中には数mないし十数mの凝灰岩層が数層はさまれ、特に吉井層の中部には3～4枚の凝灰岩層が近接してはさまれる。これらの凝灰岩層は地層中の凝灰岩に比して連続性に富む。このほかに凝灰岩の薄層がかなり多数はさまれている。

第1図 地質柱状図
(黒太線：凝灰岩)

地層名	岩相	X線廻折試料
板鼻層	礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩	
吉井層	砂質泥岩、泥岩、凝灰岩	BDE A CF
福島層	泥岩、凝灰岩	H
井戸沢層	砂岩、泥岩、凝灰岩	G
神農原層	礫岩、砂岩、泥岩	

吉井層は西部に向うに従って下部と中部の間に凝灰質砂岩が発達するようになり、磯部・原市地域では石和田⁹⁾によつて吉井層が下部より磯部互層、聖明寺砂岩層、及び原市泥岩層に区分されている。更に西の横川附近では砂岩層の上位にやゝ厚い凝灰岩の累層が発達し、筆者のいう横川砂質泥岩層、滝名田砂岩層、原凝灰岩層及び中本泥岩層に区分できる。尙横川附近では吉井層中にはさまれる凝灰岩層は東部に比してやゝ多い。

板鼻層：吉井層を整合的におく、砂岩及び礫岩の累層で、吉井層の北側に分布する。本層上部に2～3枚の凝灰岩層の1枚の亜炭層はさまれる。尙板鼻層の上部には安山岩質凝灰岩、同凝灰角礫岩及び同熔岩の累層よりなる秋間層がのる。筆者は板鼻層と秋間層との関係について従来とやゝ異なる意見をもっているが、秋間層は沸石の産出と直接の関係がないので、秋間層やその下位層との関係についてはここでは省略する。

以上の各層は東西ないし東南東—西北西の走向と東北又は北へ 30° 内外の傾斜の比較的単純な単斜構造を示すが、極部的には若干の小規模な脊斜又は向斜が認められる。第1図に以上の層序の柱状図を模式的に示した。尙 X 線廻折に用いた凝灰岩試料の層準も第1図に示した。柱状図に示したように最下位の神農原層を除けば、いづれの層にも凝灰岩がはさまれているが、井戸沢層、福島層及び吉井層中のものは斜長流紋岩質ないし石英安山岩質の酸性凝灰岩であるのに対し、板鼻層中のものは安山岩質である。

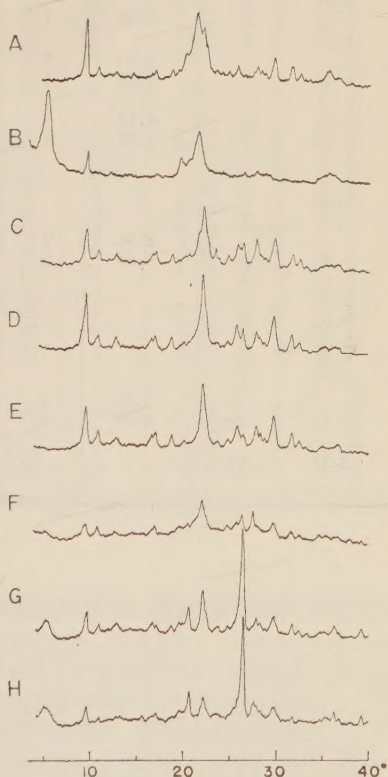
柱状図に示した凝灰岩は一般には数ないし十数mの厚さを示すが、層部的にはかなり膨縮する。このほかに厚さ数mないし数cmの凝灰岩がかなり多数はさまれ、吉井層で特に多い。これらは柱状図に示さなかつた。吉井層と板鼻層中の凝灰岩は一般に連続性に富むが、その他のものは連続性に乏しい。凝灰岩とその下位にくる堆積岩との境は一般に平坦かつ明らかなものが多く、又上位にくる堆積岩とは漸移するものが多い。このような場合には凝灰岩は下部ほど粗粒で上部に次第に細粒となり、時に葉理を示す。

酸性の凝灰岩は一般に白色ないし灰白色の緻密な岩質を示すが、部分的にはかなり軽石質になる。これらの凝灰岩は一見余り変質していないように見えるが、大部分のものは沸石が形成されている。粘土化は微弱である。たゞ本地域の西部の磯部、松井田及び横川地域では凝灰岩の粘土化が比較的著しく、その一部はベントナイト鉱床となる。尙ベントナイト中にも沸石が含まれるが、そのほかに主としてクリストバル石及び沸石よりなる5~10cmの珪質団塊がベントナイト中に多数形成されている。板鼻層中の安山岩質凝灰岩は灰色ないし黄灰色の粗鬆な岩石で、多少モンモリロン石が形成されているが、沸石は全く含まれていないようである。

3. 沸石の X 線の性質

板鼻層の安山岩質凝灰岩を除いて、

第2図 凝灰岩の粉末X線折廻図



- A : 青白ベントナイト鉱床中の珪質団塊,
 B : 松井田町百石附近 (吉井層中部),
 C : 安中市磯部附近 (吉井層下部), D :
 安中市崇合山附近 (吉井層中部), E : 吉
 井町岩木附近 (吉井層中部), F : 藤岡市
 金井附近 (吉井層下部), G : 富岡市田島
 附近 (井戸沢層下部), H : 吉井町下塩
 附近 (福島層下部)

第1表 凝灰岩の粉

A		B		C		D	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
9.31	12	16.1	16	9.21	7	9.12	12
8.12	2	9.03	5	8.12	2	8.04	3
6.92	1	8.12	1	6.92	2	6.86	2
6.07	1			6.07	1	6.03	1
				5.68	1		
5.31	1			5.31	2	5.31	2
5.22	2	5.22	1	5.22	2	5.19	3
4.72	2			4.72	2	4.70	2
		4.51	4				
4.37	3	4.35	1			4.40	1
				4.29	2	4.29	1
4.13	14	4.10	9	4.10	2		
4.02	4	4.02	3	4.00	9	4.00	16
3.95	1			3.95	2	3.93	6
3.77	1			3.80	3	3.75	1br
3.58	1			3.59	2	3.58	1
3.45	2			3.45	4	3.44	5
		3.36	2	3.35	5	3.36	4
3.20	2	3.20	2	3.21	5	3.19	3
3.14	1			3.14	1	3.13	2
3.10	1			3.10	1	3.10	1
3.01	5			3.01	6	3.00	8
2.83	3			2.81	3	2.81	4
2.76	2			2.75	2	2.75	2
2.71	1					2.69	1br
		2.61	2				
2.53	3br	2.51	2	2.53	1br	2.54	1br
2.46	2br			2.46	1br	2.46	1br

M: モンモリロン石, Z: 沸石,

その他の各層の凝灰岩の原土について粉末X線廻折を行うと、大部分の試料は強度の差はあるが沸石の廻折ピークを示す。それらの中から地域及び層準を考慮して8試料を選び、その粉末X線廻折図を第2図に示す。Aはベントナイト中の珪質団塊, B, C, D, E及びFは吉井層中の凝灰岩, Gは井戸沢層中の凝灰岩, 更にHは福島層中の凝灰岩である。尙これらの試料の産出層準は第1図に示した通りである。廻折ピークの面間隔及び強度は第1表のとおりである。いづれの試料も明瞭に沸石のピークを示し、その他に石英, クリストバル石及びモンモリロン石等の廻折ピークが認められる。各産地及び各層準の凝灰岩のX線廻折図を比較すると、沸石の廻折ピークの最も著しいのは本地域の中央部の吉井層中の凝灰岩及びベントナイト中の団塊で、吉井層中の凝灰岩も本地域の東部及び西部のものでは沸石の廻折ピークが弱くなる傾向を示す。

沸石の廻折ピークが著しい試料としてベントナイト中の珪質団塊及び岩木産白色凝灰岩について、その中の沸石の面間隔を精密に決定するため1°/minの走査速度でX線廻折を行つた。廻折図を第4図のA-1及びE-1に示し、廻折ピークの面間隔及び強度を第

末 X 線 廻 折 線

E		F		G		H		鉱物名
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	
		16.4	1br	17.0	4br	16.7	3br	M
9.21	9	9.21	5	9.21	5	9.21	3	Z
8.12	3	8.12	2	8.04	2	8.12	1	Z
6.92	2br	6.92	1	6.86	2br	6.92	2br	Z
		6.03	1					Z
						5.68	1	
5.31	2	5.28	1	5.31	2	5.31	1	Z
5.22	3	5.19	2	5.16	2	5.19	2	Z
4.72	3			4.72	2	4.72	1	Z
		4.48	2	4.53	2	4.53	2	M
4.42	1							Z, C
		4.29	2	4.31	5	4.31	6	Q
								C
4.00	13	4.00	7	4.00	9	4.02	4	Z
3.93	3	3.92	3	3.95	2	3.93	2	Z
3.74	1br			3.75	2br	3.79	1br	Z
3.59	2	3.58	1	3.59	1	3.59	1	Z
3.44	4	3.44	2	3.45	4	3.45	3	Z
3.36	2	3.36	4	3.38	26	3.38	22	Q
3.20	4	3.22	4	3.20	2	3.23	3	Z
3.14	2			3.15	2	3.15	2	Z
3.10	1			3.10	1			Z
3.00	6	3.00	3	3.01	3	3.01	3	Z
2.82	3	2.82	2	2.82	2	2.81	1	Z
2.76	2	2.75	1	2.76	1	2.76	1br	Z
								M
2.56	1br	2.53	1br	2.56	1br	2.56	1br	Z
				2.48	3	2.48	2	Q
2.49	2br	2.46	1br	2.45	1	2.44	1br	Z
				2.30	2	2.29	1	Q

C: クリスタル石, Q: 石英

2表に掲げた。尙比較のため Hector 産斜ブチロル沸石, Prospect Park 産輝沸石¹¹⁾ 及び父島産輝沸石¹²⁾ のX線資料も掲げた。

この沸石の廻折ピークの面間隔は全体的に比較資料のいずれよりも大きい、むしろ Hector 産の斜ブチロル沸石のそれに近い。又廻折強度では約 9 Å 附近のピーク (020) が他のピークに比して特に強い輝沸石の廻折図とは異り、(020) 以外にも強いピークのある斜ブチロル沸石のそれに似ている。又廻折図全体も Mumpton が斜ブチロル沸石とした各試料のX線廻折図によく似ている。Mumpton は斜ブチロル沸石と輝沸石のX線廻折図を比較し、斜ブチロル沸石のX線の特徴として廻折ピークの面間隔が輝沸石のそれに比して、大きいことと、(020) 以外にも強い廻折ピークのあることをあげている。これらの点ではこの地域の沸石は斜ブチロル沸石の特徴を示す。

然し斜ブチロル沸石も輝沸石もともに (010) の劈開が発達しているので、X線粉末試料を試料保持板に充填する際鉱物粒子が定方位に配列する傾向が当然考えられる。このような場合には (010) のピークが強調されその他の廻折ピークが弱くなる。殊に輝沸石は

第2表 珪質団塊及び岩木産凝灰岩の粉末X線廻折線

珪質団塊		岩木産凝灰岩		斜ブチロール沸石, Hector, California. (Mumpton)		輝沸石, Prospect Park, New Jersey. (Mumpton)		輝沸石, 父島 (小泉, 桐山)	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
9.12	26	9.12	28	9.00	10	8.90	10	8.934	77
8.04	3	8.03	10	7.94	4	7.94	10	7.971	14
6.86	2	6.81	6br	6.77	3	6.80	1	6.810	13
				6.64	2	6.63	1		
6.01	1	6.00	1	5.91	1	5.92	1		
						5.58	1	5.405	12
5.28	2	5.31	4	5.24	3	5.24	1	5.246	13
5.16	2	5.14	7	5.11	1	5.09	1	5.126	13
						4.89	1		
4.68	4	4.70	5	4.69	2	4.69	2	4.671	16
				4.48	2	4.45	2	4.506	11
4.35	17	4.40	2br	4.34	2	4.36	1	4.396	11
4.12	60	4.12	1br						
4.00	26	4.00	42	3.96	10	3.97	2	3.969	26
3.93	10	3.92	17	3.90	8	3.89	3	3.917	19
				3.83	1	3.83	1		
3.73	1br	3.72	3	3.73	1	3.71	1	3.739	12
3.57	3	3.60	3	3.55	2	3.56	1	3.520	12
				3.46	2	3.47	1		
3.45	6	3.43	11	3.42	6	3.40	2	3.427	11
3.35	1	3.35	6						
								3.314	11
3.23	2								
3.20	4	3.18	10					3.187	11
3.14	4	3.14	5	3.12	3	3.12	1	3.132	11
3.10	3	3.09	4	3.07	2	3.07	1	3.089	14
				3.04	2	3.03	1		
2.99	13	2.00	25	2.97	5	2.97	4	2.988	25
				2.87	1				
2.81	5	2.81	10	2.82	3				
				2.80	1	2.80	1	2.805	13
2.73	3	2.75	5	2.73	1	2.72	1	2.739	15
				2.72	1				
				2.68	1	2.67	1		
2.52	10br	2.54	4br	2.44	1	2.48	1	2.529	11
2.44	2br	2.45	5br	2.42	1	2.43	1	2.442	11
				2.38	1	2.35	1	2.362	9
				2.29	1	2.28	2		

斜ブチロール沸石に比して結晶度が高い場合が多いので、粉末試料が定方位に配列する傾向が強い。従つて Mason ら¹³⁾ は Mumpton の主張するこれらの沸石のX線廻折ピークの強度に関する特徴を否定している。

本地域の試料中で粘土化の著しい凝灰岩のX線廻折図では屢々沸石の(020)ピークが他のピークに比して著しく大きくなることがある。第2図のBはその例である。このような試料では、粉末試料充填の際粘土粒子が定方位配列になりやすいのにもなつて沸石粉末も定方位に配列する傾向が強められるためと解釈される。又珪質団塊を粉末にしたものから分離した2~1 μ 粒子と1 μ 以下の粒子のX線廻折図を比較すると1 μ 以下の粒子の方が(020)ピークの相対強度が小さくなる。これらの事実、廻折ピークの強度分布

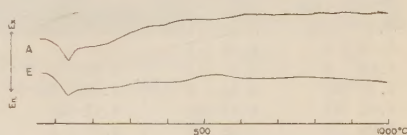
が結晶度及びX線粉末試料の定方位配列に強く影響されることを示す。従つて両沸石を区別する基準に廻折ピークの強度分布の相違を用いることには問題が残されている。

4. 沸石の熱的性質

ベントナイト中の珪質団塊及び岩木産白色凝灰岩の示差熱分析曲線を第3図に示す。これらの試料は 150°C 附近から 300°C 附近の間に巾広い吸熱反応を示すのみで、その他に著しい反応ピークは認められない。

一方輝沸石は 300°C 附近で輝沸石“B”にvariりや、著しい吸熱ピークを示す。この沸石はそのような吸熱ピークを示さず、Hector 産¹¹⁾や Patagonia 産¹³⁾の斜ブチロル沸石と似た示差熱分析曲線を示す。

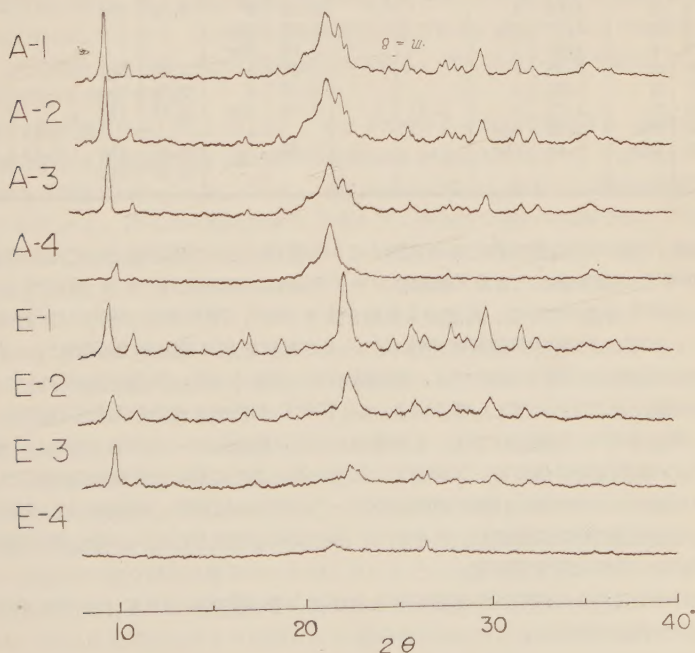
第3図 示差熱分析曲線



A : 珪質団塊, E : 岩木産凝灰岩

輝沸石は 230°C 附近で輝沸石“B”にvariり、350°C 附近で非晶質となる。一方斜ブチロル沸石は、700°C 以上になつても安

第4図 珪質団塊、岩木産凝灰岩及びその加熱処理試料の粉末X線廻折図



A : 珪質団塊, E : 岩木産凝灰岩

1 : 原土, 2 : 450°C 10 時間加熱,

3 : 700°C 10 時間加熱, 4 : 900°C 10 時間加熱

第3表 加熱処理試料の粉末X線廻折線

珪質団塊						岩木産凝灰岩					
450°C		700°C		900°C		450°C		700°C		900°C	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
9.07	29	9.03	17	8.76	8	9.07	14	8.98	18		
8.04	4	8.01	2	7.97	1	8.01	4	7.90	2br		
6.81	2br	6.92	1br	6.42	1br	6.81	4br	6.86	1br		
5.99	1br	5.95	1br			5.87	1br				
5.28	2br	5.28	1br			5.28	3				
5.16	3	5.16	1			5.14	5	5.13	2br		
4.68	3	4.67	1	4.68	1	4.67	2br	4.67	1br		
4.33	12	4.34	9	4.33	7	4.37	1br				
4.12	63	4.12	46	4.12	49	4.13	1br	4.10	1br	4.13	4br
4.00	28	3.99	13	3.99	4	3.96	9	3.96	6		
3.94	14	3.91	7	3.91	3	3.88	4	3.89	3		
3.77	1br	3.79	1br								
3.71	1										
3.56	2	3.56	1	3.52	1	3.56	2				
3.43	4	3.43	3			3.41	3	3.41	2		
3.33	1	3.34	1			3.33	2br	3.36	3	3.36	3
3.22	2br	3.22	1	3.21	1						
3.18	2	3.18	2			3.18	3	3.16	1br		
3.13	2	3.13	2br			3.12	1br				
3.08	2	3.09	1			3.08	1br				
2.99	6	2.98	7			2.97	5	2.96	5br		
2.81	3	2.81	2			2.80	3	2.79	2br		
2.74	3	2.73	3	2.71	1	2.73	1br	2.72	1br		
2.52	3br	2.52	6br							2.53	1br
2.45	2br	2.45	1br			2.43	2br	2.46	1br	2.47	1br
								2.42	1br		

定である。これらの温度は沸石中の交換イオンの種類によつて若干異なる。これらの事実から 450°C で1夜加熱してなおX線廻折ピークを示すものは斜ブチロル沸石であると Mumpton¹¹⁾ は述べている。前述の2試料を夫々 450°, 700° 及び 900°C で 10 時間加熱したものについて粉末X線廻折を行つた。その結果を第4図及び第3表にかゝげた。

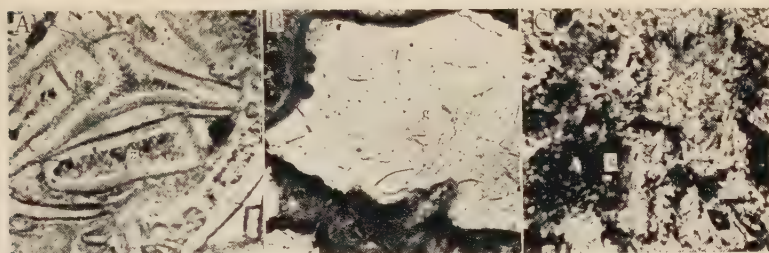
いづれの試料も 450°C 加熱では、面間隔がやゝ小さくなり、又強度の小さいピークが多少不明瞭になる以外に著しい変化はない。700°C 加熱でも沸石の主なる廻折ピークは残る。然し 900°C 加熱試料では、岩木産のものは、沸石のピークが全く消失し、僅かにクリストバル石とその他のピークを残すのみである。これに対し珪質団塊の試料ではクリストバル石のピークのほかに弱い沸石のピークが明らかに残る。両試料にも 450°C 以上でもなお明瞭に沸石の廻折ピークを示し、相の転移も認められない。尙珪質団塊中の沸石の方がやゝ熱的に安定である。

以上の如くこれらの沸石は示差熱分析ならびに加熱変化のいづれにおいても斜ブチロル沸石の性質と一致する。

5. 沸石の顕微鏡観察

この地域の沸石の産状には凝灰岩又はそれより変質したベントナイトの層全体にわた

第 5 図



A : 岩木産凝灰岩, B : 金井産凝灰岩, C : 珪質団塊 (z : 沸石, g : 変質した火山ガラス, c : クリソバル石, ca : 方解石) ×500

つてはパー様に含まれるものと、ペントナイト中の珪質団塊に含まれるものがある。

沸石を含む凝灰岩中の鉱物片は主に石英、長石及び少量の有色鉱物等で、有色鉱物は主として黒雲母であるが、稀に角閃石も含まれる。長石は、凝灰岩が沸石化されている場合もペントナイト化されている場合もともに極めて新鮮である。有色鉱物は屢々変質して褐色膠質物になる。極く少量の海緑石が屢々含まれるが、吉井層中部の含海緑石砂質泥岩中のものに比して小さく、又表面の葡萄状構造が見られぬ。火山ガラスは弓状構造を示す破片とその間をうめるやゝ汚れた微細片とからなる。やゝ大きい破片で測定したガラスの屈折率は 1.496 である。

沸石は第5図Aに示したように主としてガラス破片を交代して形成され、微細な柱状結晶の集合をなす。結晶の大きさは 0.01~0.03mm 程度のものが多い。又結晶はガラスの周辺部より内部に向つて生長している。沸石の結晶の間には黒色の不透明鉱物の微粒が形成されている。沸石の平均屈折率は 1.484 で、複屈折は極めて微弱である。従つて消光角は正確に求められないがかなり小さいようである。一部にはガラス破片の間の空隙に形成されたと考えられる沸石もある。又ガラス破片の間をうめる微粒ガラスの集合よりなる部分にも沸石が形成されているものと考えられるが、この部分のガラスはかなり汚れており、且沸石の複屈折が微弱であるためこの部分の沸石は鏡下で認め難い。

本地域の東端に近い金井附近の凝灰岩の一部には、ガラス破片が微細な柱状集合にならず、第5図Bの如く細かい割れ目が入つて表面がざらざらしたように見えるものがある。このような凝灰岩でもそのX線廻折図には第2図Dの如く沸石のピークが僅かに認められる。X線廻折図はこの沸石の結晶度が悪いことを示している。前述の柱状結晶をなす沸石の産状から考えて、この割れ目の入つた部分が沸石化されているものと推定される。この部分は複屈折を殆んど示さない。このざらざら見える部分の外側を複屈折を全く示さない表面の平滑な部分が帯状に取り囲んでいることが屢々認められる。この表面の平滑に見える部分はおそらく未変質のまゝ残つたガラスであろう。従つて表面がざらざらしているように見える部分はガラスが沸石の柱状結晶集合になるまえの段階を示すものと考えられ、火山ガラスから沸石化への過程であろう。尙金井附近に産出する凝灰岩中にはそのX線廻折図に全く沸石のピークを示さないものがあつて、そのような凝灰岩のガラスは新鮮である。

ベントナイト中の珪質団塊はやゝ乳白色の部分と白色の部分からなり、前者はクリストバル石の多い部分であり、後者は沸石の比較的多い部分である。この団塊は殆んど全体がクリストバル石及び沸石により交代されているにも拘らず軽石質凝灰岩の構造がよく保存されており、石英及び長石の破片を含むが有色鉱物は認められない。この団塊中でも長石は極めて新鮮である。第5図Cに示したようにガラス破片及びガラス繊維は概ねクリストバル石の微粒集合に変わり、その間に沸石が形成されている。沸石は結晶形を示さないものが多いが劈開が認められる。部分的に放射状集合をなす。団塊中の沸石は凝灰岩のものよりやゝ大きい。平均屈折率は1.484で凝灰岩中のものと著しいが複屈折は多少大きいように見える。

従来から斜ブチロール沸石は輝沸石の SiO_2 含有量の高い種類と考えられていた。然し Mason らによると斜ブチロール沸石の SiO_2 高含有率は $(\text{Na}, \text{K}) \cdot \text{Si}$ による輝沸石中の $\text{Na} \cdot \text{Al}$ の置換によるものであるが、両沸石の間には、成分の間隔がある。又これらの沸石の屈折率及び複屈折は Si が増すと減じ、又 (Na, K) が増すと減ずる。且輝沸石の β は1.488より高く、斜ブチロール沸石のそれは1.485より低いので、屈折率により両沸石を区別できると述べている。本地域の沸石の平均屈折率は斜ブチロール沸石のそれと一致する。

6. 考 察

Pirsson¹⁴⁾によりモルデン沸石として記載された Wyoming Hoodoo 産沸石を Schaller¹⁵⁾はその外形及び光学的性質から新しい沸石と認め斜ブチロール沸石と命名した。然し Hey と Bannister¹⁶⁾はこの斜ブチロール沸石をX線的に輝沸石と比較して両沸石の廻折図が全く一致することを見出し、その化学成分も考慮して、斜ブチロール沸石を輝沸石の SiO_2 に富む種類であると考えた。

斜ブチロール沸石は屢々火山碎屑岩中の火山ガラスの変質鉱物として産出するが、常に微晶であるため純粋な試料についての化学組成が求められていない。そのため斜ブチロール沸石と輝沸石との関係は研究者によつて意見が異なっている。最近 Mason と Sand はその熱的性質及び化学成分から、また Mumpton はX線の性質、熱的性質及び化学成分から両者を区別し、斜ブチロール沸石を独立の鉱物種と認めた。

斜ブチロール沸石は輝沸石中の $\text{Na} \cdot \text{Al}$ の一部を $(\text{Na}, \text{K}) \cdot \text{Si}$ でおきかえたものであるから、イオン半径の大きいKイオンの影響により斜ブチロール沸石のX線廻折のピークの面間隔は輝沸石のそれより若干大きくなる。この地域の沸石のピーク面間隔は Hector 産の斜ブチロール沸石よりやゝ大きい程で、輝沸石に比しても大きい。両沸石のX線廻折図の強度分布はX線粉末試料の充填方法に影響される。然し Coombs も指摘しているように、斜ブチロール沸石は一般に輝沸石より結晶度が悪いため、その粉末試料は定方位配列になりにくく、従つて(010)の廻折以外にも強いピークが認められるようになる。この地域の沸石の廻折図は面間隔及び強度分布ともに斜ブチロール沸石のそれに近いことは、間接的に本沸石が斜ブチロール沸石に近いものであることを示すと考えてよい。

輝沸石は加熱すると 300°C 前後で相の転移による吸熱反応を示すが、斜ブチロール沸石ではこのような転移は認められない。この地域の沸石の示差熱分析曲線は、相の転移にもなうピークを示さず、斜ブチロール沸石のそれに類似する。更に輝沸石は約 350°C で非

晶質になるが斜ブチロル沸石は熱的により安定である。従つて Mumpton は 450°C 12 時間加熱した試料がなお X 線廻折ピークを示すものは斜ブチロル沸石であると述べており、この事は Mason からも認めている。この地域の沸石は熱的に極めて安定で、 900°C 10 時間加熱で一部の試料がはじめて非晶質になる。従つてこの沸石は熱的にも斜ブチロル沸石の性質と一致する。

又この沸石の平均屈折率は 1.484 で、複屈折も極めて微弱である点は斜ブチロル沸石の光学性と一致する。

この沸石は産状に制約されて純粋試料を取り出すことができず、従つて化学成分を求めることができない。然し沸石を含む凝灰岩の 2, 3 の試料について K_2O を定量した所、沸石の X 線廻折ピークの強いもの程 K_2O が多い。この事実はこの沸石にかなり K が含まれていることを示し、又同時に X 線廻折図や屈折率が示す事実をよく説明している。

以上述べたように、この沸石は化学組成が明らかでないのでその種類を正確に決定できないが、X 線の性質、熱的性質及び光学的性質を総合的に判断して本沸石は斜ブチロル沸石に極めて近いと考えられる。

凝灰質堆積岩や玻璃質火山岩から各種の沸石が産出するが、それら沸石の主なる成因は熱水変質又は続成作用による火山ガラスの変質である。本地域の沸石は井戸沢層、福島層及び吉井層の各層から産出し、且水平的にもかなり広く分布し、この第三紀層の分布地域のほぼ全域から産出する。一方この地域には明らかに熱水変質によると考えられる鉱床や鉱物は認められない。従つてこの沸石の成因を局所的な熱水変質によるものとは考えがたく、むしろ広い地域にわたり行われた続成作用、特に epigenesis によるものと考えられる。

一方比較的連続性に富む吉井層中部の凝灰岩の変質を見ると、地域的に多少の差異が認められる。即ち碓氷川と鐺川にはさまれる本地域の中央部では比較的著しい沸石化が行なわれているにも拘らず、粘土化は余り進んでいない。然し地域の西部にわたる碓氷川の北西部では沸石化は余り著しくなく、かえつて粘土化が進んでいる。又本地域の東部にあたる鐺川の南東部では沸石化も粘土化も弱く、前述のように金井附近には沸石の全く認められないものもある。これらの凝灰岩はほぼ同一層準のものであるから、原岩の化学成分にはそれ程差異はなかつたものと考えられる。従つてこのような地域による変質鉱物の量比の差や変質物の一部の化学成分の差は堆積環境の相異即ち海底風化の相異によるものと推定される。然しこの問題には未解決の点が多く残されており、今後充分に検討するつもりである。

前にふれたように井戸沢層下部の凝灰質泥岩中には沸石が含まれ、又井戸沢層上部、福島層及び吉井層の凝灰岩には斜ブチロル沸石と考えられる沸石が含まれる。これらの堆積岩には上記の沸石のほか、火山ガラスの変質鉱物としてモンモリロン石、セラドン石¹⁷⁾、海緑石¹⁸⁾ 及び各種の岩酸塩鉱物が含まれるが、その他の変質鉱物は含まれていない。又長石は新鮮で曹長石化作用をうけていない。従つてこれらの堆積岩の変質は“zeolite facies”の最上部にくる“heulandite - analcime stage”に相当するものと考えられる。

又板鼻層中の安山岩質凝灰岩中には沸石が含まれていない。これは板鼻層の凝灰岩が吉井層以下の凝灰岩と化学組成を異にしているためか、或は続成作用中における板鼻層の凝灰岩の温度圧力が沸石の安定領域に達しなかつたためかのいずれかである。然し

Coombs²⁾ は New Zealand の堆積岩中の安山岩質凝灰岩から沸石を報告している。従つて板鼻層の凝灰岩が沸石化されていないのは板鼻層より上部にくる堆積岩類が余り厚くなく、続成作用における板鼻層の凝灰岩の温度圧力が“zeolite facies”まで達しなかつたものと推定される。このことは占井層中のものでもその一部は沸石が形成されていない事実からも考えられる。

7. 総 括

1. 群馬県鐮川碓氷川地域の第三紀層中には含まれる酸性凝灰岩には火山ガラスの変質物として沸石が広い範囲に産出する。
2. この沸石は微細な柱状結晶をなし平均屈折率は 1.484 である。
3. 粉末X線廻折図は斜ブチロル沸石及び輝沸石のそれと類似するが、むしろ斜ブチロル沸石に近い。700°C 10 時間加熱試料でもなお明瞭な沸石のX線廻折線を示す。
4. 示差熱分析曲線は 150°~300°C に巾の広い吸熱ピークを示すのみで、斜ブチロル沸石のそれと一致する。
5. 以上の諸性質から、この沸石は斜ブチロル沸石に最も近いものとする。
6. この沸石及び共生する他の変質鉱物から、凝灰岩をはさむこの地域の第三紀層は“zeolite facies”の最上部に相当する。

この研究にあたり、終始御指導をいただいた東北大学河野義礼教授、大森啓一教授及び加藤磐雄助教に深い感謝の意を表する。又種々有益なる御助言をいただいた東京教育大学須藤俊男教授、東京大学岩生周一教授及び大阪大学小泉光恵助教に厚く御礼を申し上げます。

引 用 文 献

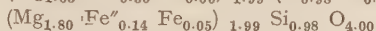
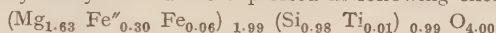
- 1) Deffeyes, K. S., Jour. Sed. Petro., **29**, 602~609, 1959.
- 2) Coombs, O. S., Ellis, A. J. and Fyfe, W. S., Geochim. Cosmochim. Acta, **17**, 53~107, 1959.
- 3) Hayashi, H. and Sudo, T., Min. Jour., **2**, 196~199, 1957.
- 4) 木崎喜雄, 粘土科学の進歩 (2), 146~156, 1960.
- 5) 藤本治義, 小林学, 地質, **45**, 205~226, 1938.
- 6) 藤本治義, 関東地方, 1951.
- 7) 渡部景隆, 地質, **58**, 523~528, 1952.
- 8) 金原均二, 地学, **50**, 535~540, 1938.
- 9) 石和田靖章, 石油技誌, **13**, 41~50, 1948.
- 10) 本島公司, 地調月報, **8**, 23~40, 1957.
- 11) Mumpton, F. A., Am. Min., **45**, 351~369, 1960.
- 12) 小泉光恵, 桐山良一, 鉱物, **1**, 334~343, 1954.
- 13) Mason, B. and Sand, L. B., Am. Min., **45**, 341~350, 1960.
- 14) Pirsson, W. V., Am. Jour. Sci., **40**, 232~237, 1890.
- 15) Schaller, W. T., Am. Min., **17**, 128~134, 1932.
- 16) Hey, M. H. and Bannister, F. A., Min. Mag., **23**, 556~559, 1934.
- 17) 木崎喜雄, 粘土科学の進歩 (3) (印刷中)
- 18) 木崎喜雄, 岩鉱, **44**, 72, 1960.

西山陰及び北九州地域アルカリ玄武岩類中の橄欖石

Olivines in the alkali basalts of western San-in
and northern Kyushū

応 地 善 雄 (Yoshio Oji)*

Abstract : Phenocrystic olivine in picritic basalt from Mishima island and olivine in olivine nodule in trachybasalt from Tsukue island are chemically analysed and are expressed in following chemical formulas:



The former is distinctly richer in Fe than the latter. Such difference is attributed to their origin as already discussed by Ross and others.

1. 序

橄欖石はアルカリ玄武岩類に最も多量にふくまれている造岩鉱物であるが、斑晶や石基として産出するほか、橄欖石にとむ団塊としても現出する。それらは本地域では見島¹⁾、島戸浦²⁾、机島³⁾、点瀬³⁾及び高島³⁾の同種岩類中に見出される。そのうち、高島産橄欖石団塊については既に青山⁴⁾の記載がある。著者は本地域のアルカリ玄武岩中の橄欖石斑晶及び団塊中の橄欖石につき化学分析と光学的測定を行なった。その結果をここに報告する。

本研究について、終始御指導を賜った東北大学理学部岩鉱教室河野義礼教授に深謝する。又、同教室植田良夫助教授と青木謙一郎助手からも有益な御助言をいただいた。又、愛媛大学文理学部地学教室石橋澄助手から未発表の分析結果の引用を許された。御厚意に感謝する。

2. 見島産ピクライト玄武岩中の斑晶橄欖石

ピクライト玄武岩は見島の北海岸イツモリ、アラタネなどに厚さ約 10m の熔岩流として現出している。本岩は暗灰色～暗緑色粗粒で、多量の橄欖石斑晶と拳大以下の橄欖石団塊をしばしば含んでいる。鏡下に於て、斑晶橄欖石は大きさ 3mm 以下、一般に自形～半自形結晶であるが、c 軸にのびた板状及び不規則形の骸晶を示している。その含有量は 21vol.% に達している。結晶外縁は僅かにイデングサイト化し、又、劈開にそつて、蛇紋石に変じているものが認められる。磁鉄鉱の微量を含む。斑晶としてはこのほかに、チタン輝石 ($\beta = 1.684 \sim 1.698$, $2V_f = 54^\circ \sim 50^\circ$) がある。石基は完晶質、多量の橄欖石 (Fa15~22) チタン輝石 ($\beta = 1.688 \sim 1.705$, $2V_f = 53^\circ \sim 46^\circ$) 斜長石 (An66~54) のほか、磁鉄鉱、カリ斜長石、アノソクレーズ、チタン鉄鉱、燐灰石及び黒雲母からなっている。本岩の化学組成は第 1 表に示した。著しく MgO に富むことが本岩の特徴

* 福岡学芸大学福岡分校

である。

化学分析に用いた橄欖石は母岩を細粉し、ピンセットで手選し、更にこれを双眼顕微鏡下で検し、石基鉱物の付着したものや包裹物を含むものを除いた。この橄欖石の分析結果と光学的性質は第2表に示した。O=4.00 として、橄欖石の化学式を算出すると、

$(\text{Mg}_{1.63} \text{Fe}^{2+}_{0.30} \text{Fe}^{3+}_{0.06})_{1.99} (\text{Si}_{0.98} \text{Ti}_{0.01})_{0.99} \text{O}_{4.00}$ となり、その組成は $\text{Fo}_{82} \text{Fa}_{18}$ (分子百分率) となる。光学的測定から推定した本岩中の斑晶橄欖石の組成は¹⁾ Fa_{10-21} の範囲を示すので、この分析結果は斑晶橄欖石の平均組成と一致する。

第1表 見島ビクライト玄武岩 (1) と
机島粗面玄武岩 (2) の化学組成

	1	2
SiO_2	46.67	46.05
TiO_2	1.96	2.22
Al_2O_3	13.14	16.13
Fe_2O_3	2.35	5.02
FeO	7.37	5.85
MnO	0.12	0.19
MgO	14.21	8.03
CaO	8.87	9.68
Na_2O	2.84	3.88
K_2O	0.99	0.97
P_2O_5	0.31	0.55
H_2O^+	0.69	1.43
H_2O^-	0.43	0.69
Total	99.95	100.19

3. 机島産粗面玄武岩中の団塊橄欖石

机島は博多湾の入口を擁する小島で、全く粗面玄武岩から構成されている。本岩は柱状節理の著しい熔岩流であるが、一部は岩滓状を呈している。鏡下で、斑晶橄欖石 (Fa_{17-28}) に大きさ 0.7mm 以下、チタン輝石 ($2V_\gamma=47^\circ\sim 41^\circ$) は長さ約 0.3mm であり、一般に少い。石基は主として斜長石 (An_{64-53})、橄欖石 (Fa_{21-36})、チタン輝石 ($\beta=1.713$) 及び磁鉄鉱からなり、その他カリ斜長石、アノソクレース、チタン鉄鉱、燐灰石及び褐色ガラスがみとめられる。まれに石英、斜長石及び斜方輝石の捕獲結晶がふくまれている。本岩の化学組成は第1表に示した。MgO 含有量が本地域のアルカリ玄武岩としては比較的多い。

橄欖石団塊は岩滓状粗面玄武岩中にふくまれており、略円形、大きさ拳大以下である。鏡下で、この団塊は橄欖石、透輝石質普通輝石、頑火輝石及びピコタイトから構成されている。これらは特有のモザイク状構造を示す。橄欖石は大きさ 2.5mm 以下、その外縁は僅かにイジングサイト化している。透輝石質普通輝石は大きさ 1.5mm 以下、 $\alpha=1.672$, $\beta=1.681\sim 1.685$, $\gamma=1.696$ $2V_\gamma=57^\circ\sim 54^\circ$, $\text{Wo}_{47} \text{En}_{44} \text{Fs}_{90}$ 、頑火輝石は大きさ同様で、 $2V_\gamma=80^\circ\sim 73^\circ$ ($r>v$), Fs_{8-10} 、ピコタイトは大きさ約 1.0mm 以下の褐色。この団塊のうち、大部分は橄欖石が遙かに多量をしめているが、ときに透輝石質普通輝石にとむものがあり、これは輝岩団塊というべきものである。しかし、それは一般に徑

第 2 表

	斑晶中の橄欖石			団塊中の橄欖石		
	見 島		日ノ出松	机 島		高 島
	Wt%	Atmic ratio when O=400		Wt%	Atmic ratio when O=400	
SiO ₂	38.71	Si 98	37.46	40.61	Si 99	40.76
TiO ₂	0.39	Ti 1	tr	tr		—
Al ₂ O ₃	0.02		0.60	0.13		—
Fe ₂ O ₃	3.10		5.99	2.61	Fe''' 5	1.28
FeO	14.39	Fe''' 6	10.00	7.06	Fe'' 14	7.03
MnO	0.19	Fe'' 30	0.16	0.12		0.01
MgO	42.89	Mg 163	45.95	49.28	Mg 180	50.11
CaO	tr	O 400	tr	tr	O 400	0.12
H ₂ O+	0.08		—	0.14		—
H ₂ O -	0.06		—	0.18		—
Total	99.83		100.16	100.13		99.31
分 析 者	応 地		石 橋	応 地		地 調
α				1.565		
β	1.668~1.675			1.671~1.694		
γ				1.712		
2V α				86°~91°		

3 cm 以下である。

化学分析に供した橄欖石はその団塊を細粉し、アイソダイナミックセパレーターに繰返し 5 回かけてえられたものを更に双眼顕微鏡下で、不純なものを除いたものである。分析結果と化学的性質は第 2 表に示した。O=4.00 として算出された化学式は

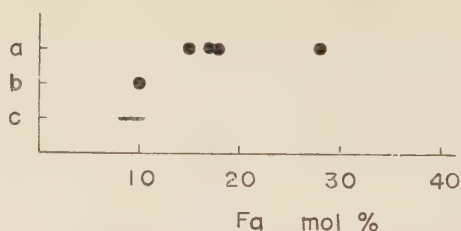


であり、その組成は $\text{Fo}_{90} \text{Fa}_{10}$ となる。屈折率から求めた組成は Fa_{8-11} の範囲を示すので、分析値は略中間の値を示している。

4. 他の地域産アルカリ玄武岩中の橄欖石との比較

本地域に関連した地域のアルカリ玄武岩類及び橄欖石団塊中の橄欖石の化学組成は第 2 表に示す如くである。この表によれば、アルカリ玄武岩類の斑晶橄欖石は略類似した組成を示し、 Fa_{15-28} の範囲にある。見島産のものは TiO_2 にとんでいることが注目される。高島及び机島産橄欖石団塊中のものはいずれも略一致した組成をしめし、 Fa_{10} である。島戸浦の同様な橄欖石は鏡下で $2V_{\alpha}=94^{\circ}\sim 92^{\circ}$ 、 Fa_{9-11} を示すので、これらの等しい組成を有するものであると思われる。一方、萩市西南方の平瀬合¹⁾のアルカリ玄武岩漿から由来したと思われるカルク・アルカリ岩系安山岩中にも、橄欖石団塊がふくまれている。この団塊はアルカリ玄武岩類中のそれと異つて、橄欖石 ($2V_{\alpha}=96^{\circ}\sim 94^{\circ} \text{Fa}_{7-9}$)、頑火輝石 ($2V_{\gamma}=74^{\circ}\sim 78^{\circ}$, $r>v$, Fs_{8-10}) 及びピコタイトから構成されており、透輝石質普通輝石を欠いている。しかし、その橄欖石の光学的性質から求められた組成は、前記のアルカリ玄武岩類にふくまれている橄欖石団塊のそれと類似していることを示している。

第1図 アルカリ玄武岩類中の橄欖石成分



- a. 斑晶橄欖石 b. 橄欖石団塊中の橄欖石
c. 世界各地の玄武岩中の橄欖石団塊の橄欖石

第2表に掲げた橄欖石の主なる成分を図示すれば第1図の如くである。この図には又 Ross その他⁷⁾ によつてあたえられた各地の玄武岩にふくまれている橄欖石にとむ団塊中の橄欖石の成分の範囲を併せ示した。この図から明かな如く、粗面玄武岩中の斑晶橄欖石と橄欖石団塊中のそれとの間にかなり顕著な化学組成上の差が認められる。すなわち、前者は Fa 分子にとんでいる。本地域の粗面玄武岩体中の斑晶橄欖石をみるに、その組成は Fa_{10-38} であり、又、毫岐島⁸⁾ のそれは Fa_{14-90} に及んでいる。一方、世界各地の玄武岩類の橄欖石にとむ団塊中の橄欖石は略類似した組成を有し、Mg にとんでいる。この両者の間の化学組成上の差は Ross 等のいう様に、両者の起源の差異によるものであろう。

引用文献

- 1) 応地善雄, 岩鉱, **44**, 73~82, 1960.
- 2) 応地善雄, 岩鉱, **45**, 1~8, 1961.
- 3) 応地善雄, 岩鉱総会講演, 1959.
- 4) 青山信雄, 地質, **49**, 206, 1942.
- 5) Poldervaart, A., Am. Min. **35**, 1067~1079, 1950.
- 6) 応地善雄, 岩鉱, **44**, 129~141, 1960.
- 7) Ross, C. S., Foster, M. D., and Myers, A. T., Am. Min., **39**, 693~737, 1954.
- 8) Aoki, K., Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, **6**, 291~310, 1959.

岩手県大谷山鉱山の地質鉱床*

Geology and manganese ore deposits of the
Ôtaniyama mine, Iwate Prefecture

高 橋 維一郎 (Ichiro Takahashi)**

1. は し が き

古生層中のマンガング鉄床については未だに激しく対立する成因論¹⁾²⁾があつて、日夜研究が進められている。筆者もさきに接触変成帯中のマンガング鉄層のあり方について、鷹松鉄床³⁾を例にとつて報告した。釜石、宮古間には多数のマンガング鉄床が胚胎するが、その中で微弱動力変成岩中に出て、しかも鉄床規模の大きい点では、大谷山鉄床が最もすぐれており、数年前から他の鉄山とともに検討を加えてきた。今回は微弱動力変成帯中の從來から炭マン鉄床(菱マンガング鉄を主とした鉄床を意味する)と呼ばれてきたものでも、よく検討すると、菱マンガング鉄のほかこれをしのぐ程多量にテフロ石を含むことが分り、また大谷山鉄床から新にブラウン鉄の産出を知つたので、同鉄山の地質鉄床の概要とともにここに報告する。

2. 位置交通および地形

岩手県下羽伊郡山田町豊間根穴孔山国有林地内にあり、釜石線豊間根駅の南西直距9杆に当る。豊間根駅から豊間根川沿いに営林軌道を通じ、13杆、60分で到着できる。附近は北上準平原が更に開析を受けた地帯で、南部から西側にかけては、森母山、烏占ノ森、水呑場山の峯線で限られ、北側は水呑場山から東につらなる峯線で境され、比較的急峻な地形を呈し、この中をネコイノ沢とオソノエラ沢が東流して豊間根川に合し、各河川の両岸には河岸段丘が小規模に発達する。

3. 地 質 概 要

附近を構成する地質は古生代二疊紀⁴⁾に属する水成岩類を主とし、これに貫入する玢岩類からなる。

(1) 古生層

古生層は第1図に示したように、便宜上粘板岩を主体とし、砂岩、チャート、石灰岩を伴う下部層と、見掛上これらの上位にくるチャートを主体とし粘板岩の薄層を挟む上部層に区別できる。下部層は黒色粘板岩を主体とし、灰黝色砂岩、黒黝色砂岩、灰色チャート、灰白色乃至黝灰色石灰岩のレンズ状体、薄層および塊状体を伴う。上部層は灰色チャートを主体とし、黒色粘板岩の薄層を挟み、チャートの優勢なこと、鉄床母層をなすこと、

* 日本地質学会東北支部総会(昭和30年10月於岩手大学)で講演の内容にその後の研究結果を加えた。

** 岩手大学工学部鉱山工学科

および石灰岩を伴はない等の特徴を有する。

(2) 火成岩類 上部及び下部古生層中に貫入する巾 1~30 米の玢岩脈の発達著しく、岩質上から角閃玢岩、閃緑玢岩、長石玢岩、微閃緑岩質岩等に分れ、鉾床領域に発達するものでは、いずれも鉾層を切つて現われ、明に post ore の intrusive である。

(3) 地質構造 下部層は鉾床以東では走向 $N10^{\circ}W$ 、約 60° で W に傾斜し、鉾床以西、南北断層までは、傾斜は E へ約 60° で、旭坑、第三黎明坑を結ぶ線に向斜軸が予想され、また南北断層以西では、 $N20^{\circ}W$ に走り、約 60° で W へ傾斜する。上部層は第2図断面図で明のように、下部層に比して緩傾斜であり、走向 $N10\sim 20^{\circ}W$ 、これまた旭坑、第三黎明坑を軸とする向斜軸に沿つて、断層によつて graben 状を呈し、傾斜は $10\sim 50^{\circ}$ である。上部層と下部層との関係は、一部は明に断層であるが、他の大部分については整合、不整合または断層等のいずれか明に区別しかねており、後日よく検討したい。

4. 鉾 床

鉾床は上部層中に、その基底に近い水準に胚胎する層状、レンズ状マンガ鉾床で、従来から炭酸マンガ鉾を主とするものとされていた。ネコイ沢北岸に第一、第二、第三黎明坑、右一、右二、右三、右五坑、同南岸に新生坑、第一、第二、第三甲竜坑左一、左二、左三坑等のネコイ鉾床群があり、オソノエ沢北岸に日の出、千代、大切、栄、旭、暁坑等のオソノエ鉾床群があり、これらはいずれも同一水準にあるものと考えられ、レンズ状に膨縮し消滅したり、また断層や玢岩脈で切られる。これらのうちで主なもの、ネコイ鉾床群では右一、右二、右五、第一黎明、第二黎明、第三黎明坑、オソノエ鉾床群では大切坑であつて、他は未開発か、低品位または小規模のものである。オソノエ沢南岸地区では上部層は発達せず、従つて鉾層は存在しない。

(1) 鉾床の規模と形状 鉾床はいずれも短径 2~30 米、長径 3~40 米、厚さ 0.1~

第 2 図 右二坑々内図



2.5 米の膨縮にとむ数多くのレンズ状体の集まりであり、その一つ一つはくだけた表現を用いれば、“形の悪い塩せんべい又はおそなえ”を地中に無理に挿入したような形といえよう。本鈹床群中では大型に属する右二坑鈹床の平面、断面図を第2図に掲げる。鈹床は一般に緩傾斜で、時に水平に近く、 *dome* や *basin* 構造で富鈹体をなす傾向があり、鈹層の消滅は、レンズの縮少による場合のほか、断層および岩脈でたゞれる場合がある。

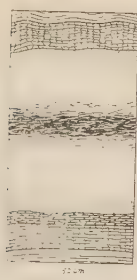
(2) 母岩及びその変質 母岩たる古生層は、北部北上山地の微弱動力変成帯中にあつて、これに応じた水成岩類からなる。また宮古花崗閃緑岩体の西縁は本鈹床の遙か東方6軒を南北に走り、ホルンヘルス化の影響は本地区まで及んでいない。鈹床附近の一般の水成岩類は上記の微弱動力変成作用のほか何らの独特の変質作用を受けぬが、鈹床の上盤と下盤ぎわの母岩は、独特の鈹物成分を有する。たゞその厚さは極めて薄く、数厘から厚くてもせいぜい1米以内である。

(1) 下盤の変質岩 鈹層の下盤には先づ黒色粘板岩の薄層(1~10 厘)がきて、次に小豆色チャートまたは粘板岩薄層(1~100 厘)があり、そして下盤のチャート層に接するとき、直接下盤チャート層に接する場合がある。上記黒色粘板岩の主な変質はザクロ石化であり(第6図, 11), 小豆色チャート及び粘板岩を特徴づけるのは、黒雲母、白雲母、緑泥石、菱マンガン鈹、バラ輝石、ザクロ石及び赤褐色を示す不透明性微粒鈹物(未決定の Fe 又は Mn 鈹物)の存在である。

(2) 上盤の変質岩 鈹層の上盤は先づ小豆色粘板岩またはチャートがきて、次に黒色粘板岩の薄層(またはこれを欠き)を経て、上盤チャート層に移化するのが一般である。小豆色粘板岩およびチャートの変質は下盤と同様であり、上盤の場合には黒色粘板岩中にバラ輝石質の斑点や楕円状集合塊が入る場合がしばしば見られる。上盤小豆色粘板岩のX線廻折資料を第4図1および第1表 No.1 に掲げる。以上の如く、上盤下盤をなす小豆色粘板岩とチャートは、雲母類、緑泥石、バラ輝石、菱マンガン鈹、ザクロ石および赤褐色不透明性微粒鈹物で特徴づけられる。

(3) 鈹層の構造 鈹層は概して緩傾斜で、時に略々水平に近い横臥状をなすことが多く、いづれの場合でも、上下盤との関係は整合的である。鈹石は後に詳述するが、品位の高い順にチョコレート鈹、栗色鈹、灰色一般鈹、灰桃色鈹、帯褐桃色鈹等に分れる。これらの鈹石からなる微脈まで追求して構造を考えると極めて複雑であり、また鈹層の部分によつて多少例外は認められるが、大まかに整理すると、先づ鈹床の中心部にチョコレート鈹の発達があり、こゝから鈹層の外側に向つて順次、栗色鈹、灰色一般鈹、灰桃色鈹または帯褐桃色鈹があつて上下盤に接する。即ち一般には上下盤に略々平行する対称縞状構造をなすが、しかし乍ら例えば鷹松鈹山のホルンヘルス中の鈹層の如く普遍的ではなく、往々上記鈹石が互に他を角礫状、斑状またはレンズ状に抱いたりすることも可成り多い。また上下盤が粘板岩のときは、盤肌は非常に sharp であり、チャートのときでも、バラ輝石、菱マンガン鈹の混入による淡桃色部は数厘から数厘の範囲にとどまり、急激にチャートに移化することが多い。第3図に現研究段階における鈹層の理想的構造掲げる。これによると、鈹層中心部にチョコレート鈹があり、順次外側に向い、栗色鈹(チョコレート鈹の layer が少し残っている)、灰色一般鈹、灰桃色鈹と配列し母岩に移化している。また大切坑内残柱では略々これに近い状況が観察された。

第 3 図 鉍床の理想断面図



チャートまたは黒色粘板岩
小豆盤 (粘板岩質)
バラ輝石質鉍石
テフロ石にとむ灰色一般鉍石
栗色鉍石
チョコレート鉍

含ザクロ石黒色粘板岩または黒色粘板岩
小豆盤 (チャート質)
チャート

5. 鉍 石

鉍石はその品位の良い順に次の如く分けられる。

(1) チョコレート鉍 (第7図, 3, 4, 5, 6) : 帯紫濃褐色乃至チョコレート色を呈し、濃淡の縞がよく発達することが多い。テフロ石、菱マンガン鉍を主とし、このほかバラ輝石、雲母類、緑泥石を伴い、不透明鉍物としては微粒状のヤコブス鉍と、これと共生して多量にあり、チョコレート色の一因をなすと思われる赤褐色不明鉍物がある。ヤコブス鉍は反射顕微鏡下では 0.0001~0.06 程度の細い、または不規則状を呈し、灰白色、反射多色性及び異方性はなく、標準試薬にはいずれも negative で、X 線資料 (第4図, 4, 第1表 No.4) とともに照し合せて、ヤコブス鉍⁵⁾⁶⁾と同定した。X 線資料によるとなおハウスマン鉍の存在の可能性があるが、筆者の調べたサンプルについては、反射下の性質はヤコブス鉍とすべきものである。

(2) 栗色鉍 : 一般鉍とチョコレート鉍の間にくる鉍石で、テフロ石を多量に含むことは前二者と同様である。このほかの成分鉍物としては、バラ輝石、菱マンガン鉍、緑泥石にもとみ、また赤褐色不明鉍物およびヤコブス鉍も伴い、その上ベンウイサイトも相当多量に伴っている。このX線資料を第4図3, 第1表 No.3 に掲げるが、このサンプルはチョコレート鉍の微層が多く入ったもので、むしろチョコレート鉍と栗色鉍との中間性の鉍石である。

(3) 帯緑青灰色乃至帯桃灰色一般鉍 : 通常鉍層の中央部を占め、しかも鉍層の 6~9 割はこの種の鉍石で占められ、大谷山鉍山はもとより、他のいわゆる炭マンと称されてきた附近の鉍床の主力をなす鉍石である。きめが細かく硬堅で、色を度外視するとチャートや石灰岩に似た外観を呈する。顕微鏡下の資料や特にX線の資料 (第4図2, 第1表No.2) によると、テフロ石の主線たる 2.86 Å, 2.60 Å, 2.55 Å 等は極めて高く、2.8 Å は菱マンガン鉍の主線と重複するけれども、明に本鉍の主成分はテフロ石であり、このほかバラ輝石、菱マンガン鉍、緑泥石、ザクロ石等を伴うことが了解される。

(4) 灰桃色鉍 (第6図, 12) : 鉍層の盤ぎわに多く、バラ輝石、石英、菱マンガン鉍からなり、低品位珪酸鉍の特殊需要のあるときには、却つてよく売鉍できる。

(5) 帯褐桃色鉍 : 鉍層の薄いとき、母岩ぎわ、中石附近に多く、ザクロ石にとみ、そのほかバラ輝石、菱マンガン鉍、パイロックスマンジャイト等を伴う。

(6) 虎皮状鉍石 : チャート中に黒色の層理に略々平行した断片が、断続的に発達す

第1表 鉍石及び母岩のX線廻折値 (FeK α) Nos. 1, 2.

No. 1. 小豆色粘板岩

d Å	I	Mineral
14.4	7	C
10.24	46	M
7.12	9	C R
6.73	5	R
4.74	5	C
4.65	5	M
4.27	9	Q
3.77	5	M
3.69	6	R
3.55	7	C R
3.48	7	M
3.35	28	M Q R
3.25	6	M R
3.000	7	M R
2.778	5	R
2.634	8	M R
2.568	5	M C
2.455	8	M Q C R
2.286	5	M Q C R
2.190	6	M R
2.133	4	M Q R
2.008	5	M C R
1.975	4	Q R
1.820	3	Q R
1.741	4	M
1.674	5	M Q R
1.543	6	M Q R
1.517	4	R
1.372	5	M Q

M : Biotite 及び Muscovite

Q : Quartz

C : Chlorite

G : Garnet (Spessartite)

T : Tephroite

R : Rhodonite

Rd : Rhodochrosite

J : Jacobsite

H : Hausmannite

() : 不確定

No. 2. 帯緑青灰色一般鉍

d Å	I	Mineral
14.2	8	C
7.13	11	R C
5.34	5	T
4.75	5	C
4.05	6	T
3.85	6	T
3.67	7	R
3.64	13	T Rd
3.58	9	R C
3.15	6	R
3.12	10	T R Rd
2.915	6	R
2.863	39	T Rd C G
2.694	7	T
2.606	25	T R G
2.555	22	T C
2.449	6	R
2.377	9	T C G
2.369	7	R Rd
2.336	7	T
2.269	5	G
2.230	6	T R
2.176	7	R Rd
2.122	5	G
2.102	6	R
2.010	6	R C
1.885	6	T R C G
1.810	12	T Rd
1.773	7	Rd
1.730	5	T C
1.688	5	T R G
1.615	10	G
1.562	9	T Rd
1.554	8	G
1.537	7	T Rd C
1.480	5	R
1.460	5	Rd
1.448	6	T Rd G
1.394	5	T
1.382	5	Rd

るもので、黒色部はブラウン鉍からなり高品位であるが、灰白色部では珪酸質で、脈全体の平均は Mn20% 前後であり、これ自体では鉍石とはならず、ブラウン鉍の選鉍が必要である。この鉍石については後に詳述する。

6. 鉍石の X 線の検討

筆者は従来から釜石、宮古、茂市間に分布するマンガン鉍床のうち、微弱動力変成岩中のものを選んで検討を加えてきた。その主なものは、金沢、大谷山、馬鞍、福士、茂市の諸鉍床であつて、そのうち馬鞍のみは著しくチヨコレート鉍にとむが、他はいづれも黒色

第1表 Nos. 3, 4.

No.3. 栗色 鉍

d Å	I	Mineral
14.4	16	C
7.12	19	R
6.75	6	R
4.75	6	C J?
3.64	10	T R Rd
3.55	11	R C
3.16	7	T R Rd
2.971	8	R J
2.870	28	T Rd C
2.746	8	R (H)
2.688	9	T
2.616	8	T R
2.562	11	T J
2.485	6	J (H)
2.452	8	T R C
2.400	7	Rd
2.370	8	R C
2.360	10	T (H)
2.285	10	T R C
2.111	5	J
2.009	7	R Rd C (H)
1.892	6	T R C
1.808	14	T Rd (H)
1.780	6	Rd (H)
1.739	5	T C
1.714	5	J (H)
1.688	5	T C
1.619	5	J
1.598	5	J
1.569	8	T Rd C J (H)
1.550	9	T Rd (H)
1.521	6	C
1.488	6	R J
1.457	5	J (H)
1.389	6	T Rd

No.4. チョコレート 鉍

d Å	I	Mineral
14.4	7	C
10.28	9	M
7.12	11	R C
5.35	8	T
4.92	7	J (H)
4.45	7	M
3.63	11	T R Rd C
3.28	7	R
3.14	8	T R Rd M
3.06	5	R (H)
2.981	6	R J
2.880	26	T Rd C
2.754	8	R (H)
2.692	13	T
2.615	10	T R
2.556	14	T J
2.490	5	J J (H)
2.446	9	T R M C J
2.405	8	Rd C (H)
2.367	12	R C (H)
2.352	10	T
2.175	7	R Rd M
2.121	6	R J
2.006	7	R C
1.893	7	T R
1.858	6	R
1.810	17	T R Rd (H)
1.771	5	Rd
1.729	6	C J (H)
1.641	6	R
1.635	7	J
1.581	6	R C (H)
1.571	7	R Rd
1.551	9	T Rd M (H)
1.493	7	J
1.462	7	Rd
1.440	6	T Rd J (H)
1.400	6	C
1.393	7	T
1.386	7	Rd

粘板岩とチャートの間に胚胎し、主力をなす鉍石は帯緑青灰色乃至桃灰色の、従来から炭マンと称されてきたものである。これらの鉍床中の主要鉍石たる灰色の強い鉍石は、透過顕微鏡下では、テフロ石、バラ輝石、パイロックスマンジャイト等の大部分は、開放ニコル下では帯褐黄色に汚染されて区別しがたく、また交叉ニコル下では、複屈折の異状に高い外観を呈し、stage の廻転とともに褐黄から暗黒に変化し、前記三鉍物相互の区別は勿論のこと、時には干渉色も褐黄色以外の色を混えて、菱マンガン鉍との区別も困難になることが多い(第6図, 7, 8)。鉍層ぎわの比較的低品位の鉍石や(第6図, 12), 主要灰色鉍石を貫ぬく微脈や、主要鉍石中の明かに区別できるマンガン鉍物のレンズ状(第6図, 9, 10), 斑状の aggregates の場合は、鉍物相互の区別は容易であるが、かゝる場合

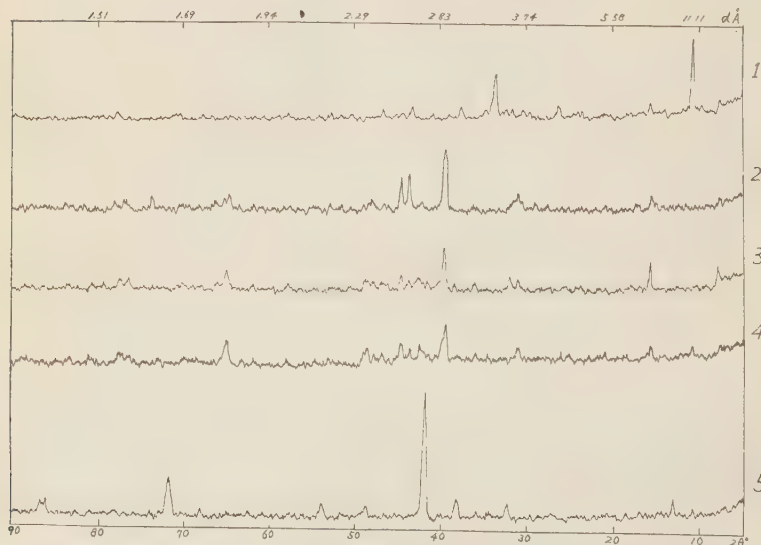
第1表 No.5.
No.5. ブラウン鉄

d Å	I	Mineral
8.51	13	?
3.50	11	Braunite
3.29	6	"
2.970	14	"
2.715	77	"
2.357	9	"
2.145	11	"
2.875	6	"
1.809	6	"
1.775	5	"
1.661	26	"
1.539	5	"
1.500	5	"
1.470	5	"
1.420	12	"
1.349	6	"
1.179	5	"
1.168	6	"
1.146	5	"

はむしろ副的で、要するに主要灰色鉄石の透過顕微鏡下での研究は非常に困難を伴うのが普通である。然るに大谷山鉄山の代表的鉄石をX線廻折計にかけた結果は、第4図 2~4 の通りであり、これを整理した結果は第1表 No.2~4 のようである。

この結果によると、従来から炭マンと称されていた灰色の主要鉄石 (第4図 2, 第1表 No.2) は、テフロ石を主成分とし、このほかバラ輝石、菱マンガン鉄、緑泥石およびザクロ石を伴うことが明らかになり、栗色マンガン鉄 (第4図 3, 第1表 No. 3) では、テフロ石、バラ輝石を基幹として、菱マンガン鉄、緑泥石およびヤコブス鉄を伴い、チョコレート鉄 (第4図 4, 第1表 No.4) でも、テフロ石が主成分で、このほかバラ輝石、菱マンガン鉄、雲母類、緑泥石およびヤコブス鉄を伴うことが明らかになった。純粹の菱マンガン鉄のX線廻折像又はそれよりの廻折値が判れば、テフロ石、バラ輝石のそれと対照することによって、先に述べた一種異様のテ

第4図 鉄石及び母岩のX線廻折像



1 : 土盤小豆色結板岩, 2 : 帯緑青灰色一般鉄, 3 : 栗色鉄 (チョコレート鉄の微層多し), 4 : チョコレート鉄, 5 : 栄坑産ブラウン鉄。(使用条件 Radiation : Fe, Filter : Mn, KV : 30, MA : 10, Scanning speed : 2°/min, Slits Div : 1°, Slits Div : 0.2°, Full Scale : 500 c. p.s., T.C. : 4)

フロ石、バラ輝石の特性がX線の幾分でも解明できると思われるが資料を入手できず次の機会に述べたい。尙テフロ石⁷⁾、バラ輝石⁸⁾、ヤコブス鉱⁶⁾、ハウスマン鉱⁹⁾、菱マンガ鉱¹⁰⁾、マンガザクロ石¹¹⁾等の同定には夫々の引用文献を参考にした。

7. 栄坑産ブラウン鉱

ブララン鉱は第5図のように虎皮状産状を示す。

即ち上盤小豆磐と下盤チャートの間のチャート中に、厚さ1~30 耗、長さ1~100 耗の両盤に略々平行性の不規則扁平体状の黒色部をなして断続的に発達する。透過顕微鏡下では、微粒石英の集合部にバラ輝石、菱マンガ鉱、ザクロ石の微晶が増加しつつ、遂にはこれらの比較的粗粒質集合となり、これに透角閃石が加わってから、ブラウン鉱部に移行

し、その中を菱マンガ鉱の微脈が貫ぬいている。反射顕微鏡下のブラウン鉱は(第6図1, 2)脈石ぎわでは、0.001~0.05 耗大の虫状、紐状、不規則形を呈し、これらが漸次集合して、不規則の0.001~0.3 耗大の孔隙にとむ集合に移行する。灰白色を呈し、反射多色性、異方性は認められず、標準試薬にはいづれも negative であり、異方性を呈しない点が異なるが、これとても弱くて見逃し勝ちであると Short⁵⁾には記載され、概ねブラウン鉱の性質に一致する。

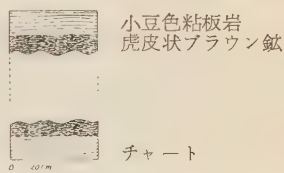
これをX線にかけた結果は第4図5, 第1表 No.5 のようであり、8.51Å のピークを除けば、ブラウン鉱の既知資料¹⁰⁾とよく一致する。虎皮状の産状が面白く且つマンガ鉱床で黒色硬質鉱石をみると、すぐ硬マンガ鉱と思い勝ちであり、さらに本鉱床はもとより微弱動力変成帯中の他のマンガ鉱床中に今後多数見出されることと思い、ここに併せて報告しておく。

8. 成因的考察

微弱動力変成帯中にあつた菱マンガ鉱を主とする鉱石が接触変成作用を受け、周囲の母岩がホルンヘルス化すると、鷹松鉱床の如きテフロ石を主要鉱石とし、バラ輝石、菱マンガ鉱を副とし、ホルンヘルス構造をもつた鉱床に変化すると考える研究者¹²⁾¹³⁾も多い。このことが真であるかどうかを決定する目的をも含めて、筆者はわざわざ微弱動力変成帯中の鉱床を検討してきたのであるが、以上述べたように、決して主要鉱石の主成分は炭酸マンガ鉱ではなく、鉱床の主力をなす灰色一般鉱はむしろテフロ石を主成分とするといつても過言でない。しかもこのテフロ石やバラ輝石の大部分は、先にのべた鏡下の性質から炭酸塩化のある階程にあるものと推察される。

この炭酸塩化の方向が問題をとく鍵にあたると考える。即ち(1) テフロ石、バラ輝石が先にあつて、これを菱マンガ鉱が交代していつているのか、(2) 菱マンガ鉱が先にあつて、そのテフロ石化、バラ輝石化が行われているのが問題である。仮に(2)が真であるとすれば、微弱動力変成作用でも既に菱マンガ鉱のテフロ石化とバラ輝石化が相当進行し、これに接触変質作用が加わると、もつと明瞭にテフロ石化とバラ輝石の生成が完了されると解釈されるが、詳しくは今後なお一層検討したい。またマンガ分の根源については、現在のところ、母岩と同時堆積の可能性が強いと推察しているが、なお結論を

第5図 ブラウン鉱の産状

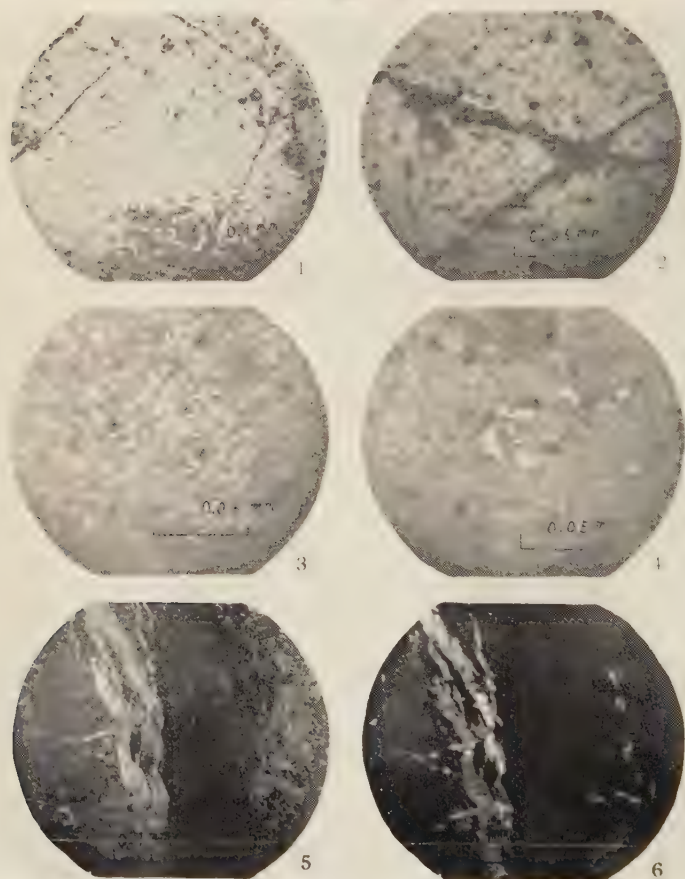


出すには至っていない。

9. む す び

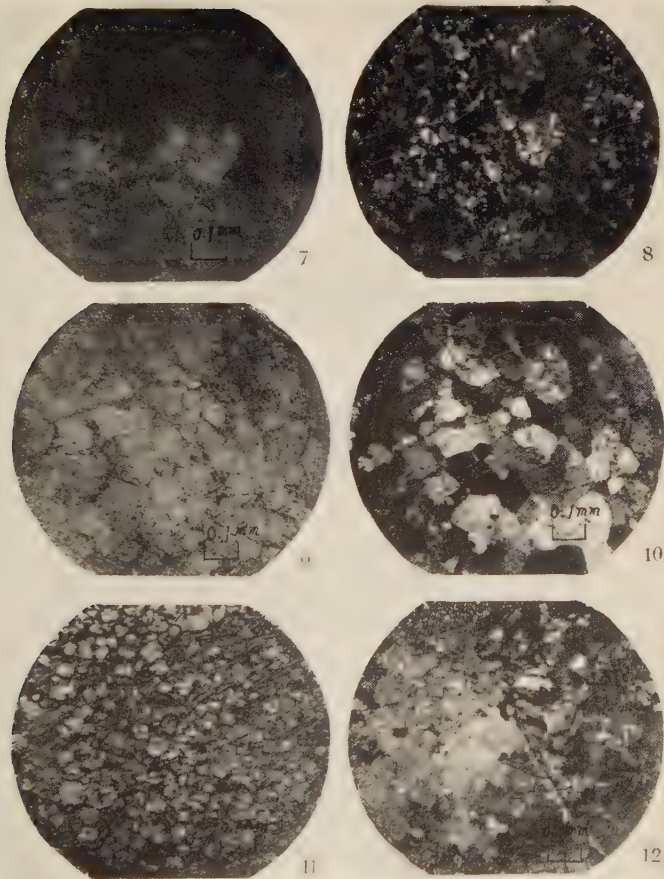
大谷山鉄山の地質鉄床のあらましをのべた。また釜石から茂市に至る間に散在する層状マンガ鉄床中の主要灰色鉄石は、従来から一般に硫酸マンガ鉄を主とするとされ、炭

第 6 図 (1)



1. グラウコン鉄の反射顕微鏡的組織，微脈は主に菱マンガ鉄からなる。
2. 同左。
3. チョコレート鉄中のヤコブス鉄（灰白色微細結晶）。
4. 同左。
5. チョコレート鉄の透過顕微鏡的組織，ヤコブス鉄にとむ黒色縞状部とこれを貫ぬく菱マンガ鉄（灰白色）の微脈（開放ニコル）。
6. 同左（交叉ニコル）。

第 6 図 (II)



7. テフロ石にとむ部分 (右上) とバラ輝石にとむ部分 (左下) の境界, 双方ともに帯褐色に汚染され, 相互の区別や境界を区別することは困難なことが多い。このサンプルはまだ判り易い部類である (開放ニコル)。 8. 同左 (交叉ニコル)。 9. テフロ石質鉍石。殆んどテフロ石のみからなり, 細かいホルンヘルス構造を呈する長さ 1~2mm のレンズ状体である。この様な変化しない美しいテフロ石集合は極めて稀であり, 少量しか産しない (開放ニコル)。 10. 同左 (交叉ニコル)。 11. 鉍層の下盤にくる含ザクロ石黒色粘板岩 (開放ニコル)。 12. 菱マンガン鉍 (主に左下), バラ輝石 (主に右上) 質鉍石, 比較的低位鉍ではこの写真のようにバラ輝石の区別は容易である (交叉ニコル)。

マンと呼ばれてきたが、これは主要鉱石中のテフロ石、バラ輝石、菱マンガン鉱等の相互の区別が判然とつかなかつたためであろうと筆者は思っている。(主要鉱石でない低品位鉱ではテフロ石を全く欠くかまたは僅かに含み、鉱物相互の区別は容易である)。この原因は主要鉱石の大部分のテフロ石やバラ輝石が菱マンガン鉱化のある段階にあるか、またはこの逆の段階にあるものが多いためと推察する。今度大谷山鉱山産主要灰色鉱石をX線的に検討した結果は、勿論菱マンガン鉱を相当に含んでいるが、主成分はむしろテフロ石であることが判り、栗色鉱やチョコレート鉱でもテフロ石を基幹としていることが明らかになった。従つて炭マン鉱床の名称は不適当と考える。さらにテフロ石、バラ輝石の菱マンガン鉱化が進行したのか、菱マンガン鉱のテフロ石化、バラ輝石化が進行しているのか、成因を解く一つの鍵とみなされるが、これについて今後一層の検討を加えたい。なお大谷山鉱山栄坑産のブラウン鉱の産状と性質を併せて報告した。^{12,13}

附記：筆者の内地留学中本研究について御指導を頂いた東北大学竹内常彦教授およびX線について御助力を頂いた小川四郎教授に深く御礼申上げる。また現地で種々お世話頂いた大谷山、金沢、馬鞍、福上、茂市の各鉱山の方々、および調査当時の大谷山鉱山長水田甲太郎氏には負うところが多く、この機会をかりて深甚の謝意を表する。

引用文献

- 1) 吉村豊文, 日本のマンガン鉱床, 20, 1952.
- 2) 渡辺武男, 鉱山地質, 7, 87~97, 1957.
- 3) 高橋維一郎, 岩手大工学部研報, 7, 48~68, 1954.
- 4) 岩手県, 岩手県地質説明書 (II), 53~98, 1956.
- 5) Short, M. N., Microscopic determination of the ore minerals, 166~167, 1940.
- 6) 広渡文利, 宮久三千年, 鉱山地質, 5, 95~101, 1955.
- 7) Lee D.E., Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 135, 1955.
- 8) 桜井欽一, 長島弘三, 高須新一郎, 鉱物, 2, 407~412, 1956.
- 9) 白水晴雄, 地質, 55, 77~83, 1949.
- 10) 久保輝一郎, 加藤誠軌, X線廻折による化学分析, 291, 265, 1955.
- 11) A.S.T.M. Card, 2~0992.
- 12) 渡辺武男, 地質, 58, 336.
- 13) 大森啓一, 長谷川修三・大友惇, 岩鉱, 36, 65~72, 1952.

仙台周辺の新第三紀火山活動の研究 (I)

—— 高館層について ——

Study of the Neogene volcanic activities of
Sendai and its environs (I)

—— Takadate formation ——

生出 慶 司 (Keidi Oide)*

Abstract : The Takadate formation (lower Miocene) is distributed in the northern part of the Abukuma plateau. This area is an upheaval (or not-subsiding) zone through the "green-tuff period", defined by the Futaba fault, the Kagitori-Okubusi line and the Morioka-Sirakawa line.

The Takadate formation covers the Tsukinoki formation conformably, and is composed of volcanic rocks as follows : olivine-basalt, hypersthene-basalt, bytownite-basalt, (pigeonite) - augite - hypersthene - basalt~andesite, augite - hypersthene - andesite (P. series), augite-hypersthene-andesite (H. series), hornblende - andesite, and hypersthene - hornblende - rhyolite.

These volcanic rocks are the products of fissure eruption along the two upheaval mobile zones extending from south to north.

It is concluded that the Takadate formation, as well as Ryozen formation, is the products of the igneous activities related with violent fracturing movement of the earth crust in the originating stage of the "green-tuff region".

1. ま え が き

仙台市の南部地域には、従来高館安山岩層¹⁾ あるいは高館火山碎屑岩層^{2), 3)} とよばれてきた地層が広く分布している。この地層は、主として、玄武岩から流紋岩にいたる種々の火山碎屑岩および熔岩によつて構成されている。筆者はこゝで、その層位的な関係を明らかにしたうえで、この地層を高館層とよぶことにする。

高館層を構成している火山岩類は、これより南部に分布している霊山火山碎屑岩層^{4), 5)} とともに、この地域における中新統の下部層を形成し、多くの点で東北日本では特異な存在として注目されてきた。とくに筆者らは、最近、これらが阿武隈川という特殊な構造区を背景とし、グリントフ地向斜の形成期のはげしい断層運動にともなつた火山活動の産物として、1つの岩石区を形成している点を強調した⁶⁾。したがつて、これらの火山岩類の岩石学的な性質を明らかにすることは、岩石学に対してばかりでなく、グリントフ地域全体の問題を、その発生にさかのぼつて解明するうえで、1つの貢献であると考え。筆者は、グリントフ地域の火成活動の研究の出発点として、仙台周辺の新第三紀火山活動の研

* 東北大学教養部地学教室

究をとりあげ、その一環として、数年来これらの火山岩類の調査と研究を進めてきた。こゝでは、主として、高館層の分布と岩石学的な性質の概要を報告する。

この研究に当たって、たえず御指導をいたゞいてきた八木教授、および、日頃御教示や御討論をいたゞいてきた仙台団研グループの方々々に心から感謝する。

2. 高館層の層位について

従来、高館層は槻木層および茂庭層の下部と同時異相の関係（あるいは指交関係）にある、という1つの考えが支配的であつた^{1),7)}。しかし、筆者の調査結果では、これら3つの地層はどこでも上下関係を有していることが明らかになつた*（第1図）。

すなわち、この地域には、第三系最下部層として、砂岩・シルト岩・凝灰岩・亜炭などの互層からなる地層が広く分布して、先第三紀の基盤岩類を直接不整合におゝつている。この地層は *Eostegodon pseudolatidens*, *Comptoniophyllum naumannii* などの示準化石を含み、中新世前期に属するものであることはすでに明らかである^{1),7)}。また、この地層には厚さ 1m～数 10m の流紋岩質凝灰岩部層が挟まれている。したがつて、これを key bed として追跡すると、これより数 m～数 10m 上位には、安山岩ないし玄武岩質角礫岩および熔岩を主体とする地層が整合に重なつている。しかも、この垂直的な岩相変化はどこでも急激で、その境界面はほぼ同時面として広く追跡することができる。こゝで筆者は、この境界面を以て2つの地層を区分し、下部の互層を槻木層、上部の火山碎屑岩類を主体とする地層を高館層とした（第1図）。■

槻木層と高館層の間には、このように、火山活動の性質に関して大きな転換が認められる。すなわち、槻木層の堆積時においては、微弱な安山岩の活動と、かなり激しい流紋岩の活動によつて特徴づけられているのに対して、高館層の時期に至ると、流紋岩の活動はほとんど止み、かわつて大量の玄武岩質マグマの活動がはじまつた。

高館層を構成している火山碎屑物のうち、細粒の部分はかなり sorting をうけて層理もよく発達し、とくに下半部においては、砂岩あるいはシルト岩の薄層が挟在している。したがつて、槻木層の堆積環境** が、少なくとも高館層の堆積初期までは残つていたものと考えられる。しかし、高館層には化石は含まれていない。高館層は、その北縁部と西縁部において、茂庭層あるいは旗立層によつて、一部では整合に、一部では不整合におゝわれている。とくに北縁部の名取川沿岸では、人來田と赤石周辺では不整合であるのに対して、その間の茂庭付近では整合である。しかも、不整合現象の見られる地域は、いずれも南北に延びた2列の隆起帯に属している。このことについては後でくわしくのべる。

3. 火山岩の顕微鏡的性質

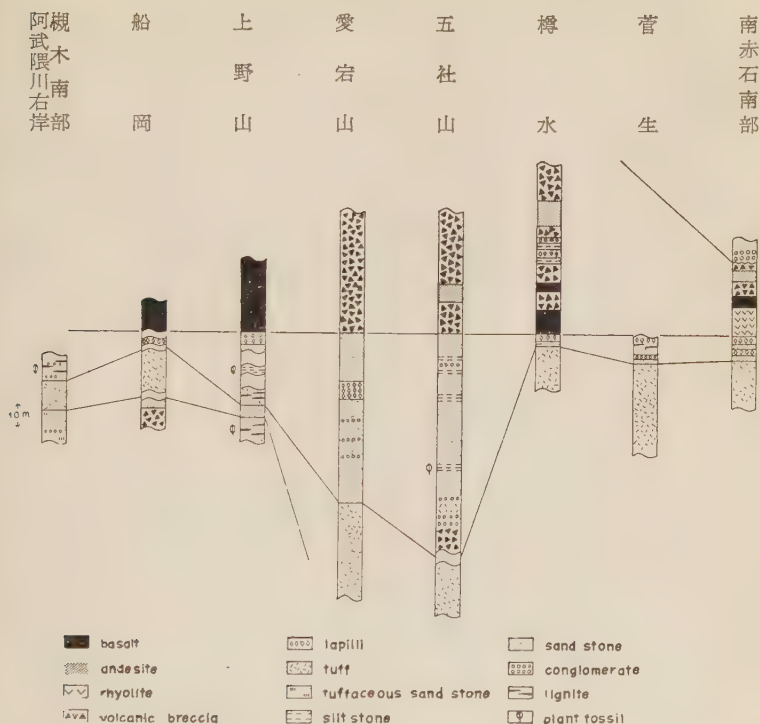
高館層を構成している火山岩類は、つぎのような9つの型に分類される。こゝでは、それぞれの型の一般的な顕微鏡的性質についてのべることにする。

かんらん石玄武岩 この型の岩石には、斑晶として、かんらん石の他に普通輝石としそ輝石を含むもの、普通輝石だけを含むもの、およびしそ輝石だけを含むもの、3種があ

* このことによつて、槻木層の堆積時から火山活動がはじまつている事実を否定するものではない。

** 藤田ら（1960）はこれを半鹹半淡水性の潟と考えているが、これにはまだ問題が残されているようである。

第1図 仙南および北部阿武隈地方の第三系柱状図



る。一般に斜長石と磁鉄鉱を斑晶として含まないか、あるいは含んでいても極めて少量である。かんらん石は $2V_{\alpha}=90^{\circ}\sim 84^{\circ}$ で、まれに累帯構造が発達している。しそ輝石の反応縁を有し、部分的にあるいは完全に緑泥石とイディンクス石に変質していることが多い。普通輝石は $2V_{\gamma}=58^{\circ}\sim 51^{\circ}$, $c\wedge z=43^{\circ}$ で、累帯構造あるいは砂時計構造がよく発達している。しそ輝石は $2V_{\alpha}=78^{\circ}\sim 65^{\circ}$ で、不規則な形を示し、多量の粒状磁鉄鉱をポイキリチックに包有することが多い。石基は一般に完晶質で、粗粒な intergranular texture を示す。斜長石 (An76~56) の他に、すべてのばあい、普通輝石 ($2V_{\gamma}=56^{\circ}\sim 49^{\circ}$) としそ輝石 ($2V_{\alpha}=77^{\circ}\sim 64^{\circ}$) とが単独に共存しているが、量は前者の方が多い。なお石基には、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・方解石、および少量の珪酸鉱物などが含まれている。この型の岩石は主として地域の南部に分布している。

普通輝石玄武岩 黒色、粗粒の岩石で、分布は狭い。斑晶として多量 (30% ±) の斜長石の他に、完全に緑泥石とイディンクス石に変質したかんらん石の仮像と普通輝石とを含んでいる。磁鉄鉱は斑晶としては存在しない。斜長石は An 91~68 で、周縁部に限って累帯構造を示す。普通輝石は $2V_{\gamma}=58^{\circ}\sim 44^{\circ}$, $c\wedge z=43^{\circ}$ で、累帯構造が発達している他、ビジオン輝石ないしビジオン輝石質普通輝石の厚い反応縁に包まれている。また、

ビジオン輝石は単独の微斑晶としても存在することがある。石基は粗粒の intergranular texture を示し、中性長石～曹灰長石、単斜輝石、磁鉄鉱、クリストバル石、および緑泥石などによって構成されている。単斜輝石としては、累帯構造あるいは砂時計構造の発達した普通輝石 ($2V_{\gamma}=53^{\circ}\sim 37^{\circ}$) の他に、少量のビジオン輝石 ($2V_{\gamma}=0^{\circ}$) が共存する。

しそ輝石玄武岩 黒色、粗粒の岩石で、分布量は極めて少ない。斑晶としては斜長石が最も多く (25% 土)、他にしそ輝石とかんらん石が含まれている。ただし、かんらん石は少量で、しかも完全に緑泥石と方解石に変質し、しそ輝石の反応縁におゝわれている。しそ輝石の斑晶は一般に小さく、 $2V_{\alpha}=71^{\circ}\sim 65^{\circ}$ で、すべてビジオン輝石の反応縁に包まれている。斜長石は $An\ 85\sim 55$ で、周縁部にいちじるしい累帯構造が発達し、ガラスあるいは塵状の包有物を含むことが多い。石基は粗粒な subophitic texture を示し、斜長石 ($An\ 68\sim 43$)、しそ輝石 ($2V_{\alpha}=66^{\circ}\sim 63^{\circ}$)、単斜輝石、磁鉄鉱、およびかなり多量のガラスと緑泥石などから成っている。単斜輝石については、普通輝石 ($2V_{\gamma}=48^{\circ}\sim 38^{\circ}$) がしそ輝石と独立に共存するばあいと、ビジオン輝石質普通輝石～ビジオン輝石 ($2V_{\gamma}=32^{\circ}\sim 0^{\circ}$) がしそ輝石の反応縁を形成して存在するばあいとがある。

亜灰長石玄武岩 この岩石は斑晶として大量 (20～30%) の斜長石だけを含んでいる。斜長石斑晶は一般に大きく、 $An\ 94\sim 52$ であるが、その大部分は亜灰長石によって占められている。この他に、緑泥石、方解石、イディンクス石などによって完全に置換されたかんらん石の仮像がかなり多量含まれている。この仮像はビジオン輝石に取り囲まれている。石基は中粒～粗粒の intergranular texture を示し、斜長石 ($An\ 50\sim 34$)、単斜輝石、磁鉄鉱、方解石、クリストバル石、及び少量のガラスなどによって構成されている。単斜輝石としては、普通輝石 ($2V_{\gamma}=49^{\circ}\sim 39^{\circ}$) とビジオン輝石 ($2V_{\gamma}=0^{\circ}$) とがほぼ等量に共存している。石基に多量の方解石を含むことがこの型の岩石の 1 つの特徴である。

(ビジオン輝石) 普通輝石しそ輝石玄武岩～安山岩 この型の岩石についてはすでに詳しく報告した⁸⁾。ただし、この型に属するもので、普通輝石 ($2V_{\gamma}=53^{\circ}\sim 50^{\circ}$, $\beta=1.690$) → ビジョン輝石 ($2V_{\gamma}=0^{\circ}\sim 12^{\circ}$, $\beta=1.697$) → 普通輝石 ($2V_{\gamma}=50^{\circ}\sim 46^{\circ}$, $\beta=1.697\sim 1.700$) なる、3 重の反応関係を有する斑晶を含む岩石が存在する (仙台市茂庭東方 2 km の名取川岸)。このばあい、石基の単斜輝石はすべて普通輝石 ($2V_{\gamma}=43^{\circ}$) で、多量のクリストバル石を含んでいるのが特徴である。しそ輝石斑晶もすべてビジオン輝石の反応縁で包まれている。このような岩石が存在していることは、茂庭産の岩石の例として、筆者がすでに報告した輝石の晶出順序を裏付けるものである。

普通輝石しそ輝石安山岩 (P. 系列*) この岩石は分布が最も広く、灰黒色、細粒で、一般に薄く、広く流れて分布する傾向をもっている。斑晶が極めて少なく、まれに無斑晶に近いものもある。斑晶の種類は斜長石、普通輝石、しそ輝石、および極めて少量の磁鉄鉱などである。斜長石は大部分長柱状の曹灰長石で、累帯構造は一般に弱い、まれに、大きな斑晶のばあい、亜灰長石が核を構成していることがある。普通輝石は $2V_{\gamma}=54^{\circ}\sim 40^{\circ}$, $c\wedge z=43^{\circ}\sim 41^{\circ}$ で、累帯構造を示すうえに、ほとんど大部分がビジオン輝石の厚い反応縁におゝわれている。ビジオン輝石はまれに単独の小斑晶としても存在する。しそ輝石は $2V_{\alpha}=70^{\circ}\sim 55^{\circ}$ で、すべてビジオン輝石に包まれ裸の斑晶はない。

* 久野 (1950) のビジオン輝石質岩系。以下しそ輝石岩系を H. 系列と略す。

石基は完晶質で、細粒の *pilotaxitic texture* を示し、中性長石、普通輝石、ビジオン輝石ないしビジオン輝石質普通輝石などから成り、その他に、かなり多量の磁鉄鈹、珩酸鈹物および方解石を含んでいる。まれに微文象構造を示す。

普通輝石しそ輝石安山岩 (H. 系列) この岩石は岩脈状の小岩体として産し、分布は狭い。どこでも6角の柱状節理が極めてよく発達している。斑晶として斜長石、しそ輝石、普通輝石、および磁鉄鈹を含んでいるが、とくに斜長石の量が多く、全容量の30%近くに及んでいる。斜長石は $An_{91\sim 50}$ で、極めて不均質で、いちじるしい累帯構造が発達している。まれに虫喰状に融け、極端な融蝕形を示す捕獲結晶が存在する。普通輝石 ($2V_Y=53^\circ\sim 39^\circ$) は均質で、反応縁をもたない。しそ輝石は $2V_\alpha=77^\circ\sim 68^\circ$ で、累体構造が発達している。石基は中粒の *intersertal texture* を示し、中性長石、しそ輝石、普通輝石、磁鉄鈹、方解石、および多量の淡褐色のガラスなどによつて構成されている。輝石のうちではしそ輝石の方がはるかに大量である。しそ輝石は $2V_\alpha=72^\circ\sim 62^\circ$ で、一般に長柱状を示し、普通輝石 ($2V_Y=50^\circ\sim 40^\circ$) と平行連晶しているものが多い。

普通角閃石安山岩 灰～灰黒色のち密な岩石で、岩沼町根方と猪倉山の2カ所から、小岩体として産出するに過ぎない。斑晶として斜長石、普通角閃石、しそ輝石、磁鉄鈹などを含むが、いずれも極めて少量である。斜長石は $An_{60\sim 41}$ で、一般に自形度が高く、均質である。普通角閃石は $2V_\alpha=83^\circ\sim 68^\circ$, $c\wedge z=11^\circ$, $X'=$ 淡緑褐色, $Z'=$ 濃緑褐色で、常にオパサイト縁を有している。しそ輝石は小～微斑晶を形成し、 $2V_\alpha=71^\circ$ である。石基は微細な *pilotaxitic texture* を示し、斜長石 ($An_{46\sim 41}$)、しそ輝石 (針状微晶)、磁鉄鈹、珩酸鈹物、及び淡褐色のガラスなどによつて構成されている。また、この他にかなり多量の燐灰石が存在する。根方の石切場産のものは、多量の花崗岩質捕獲岩および捕獲結晶を含み、それが密集しているところでは、全容積の50%以上を占めている。

しそ輝石普通角閃石流紋岩 熔岩としてかなり広い面積を占めて分布している。場所によつて著しく肉眼的性質を異にしている。すなわち、黒色、ガラス質で黒よう岩状のところ、灰～白色、ち密で流状構造のよく発達しているところ、多孔質のところ、あるいは *spherulite* がよく発達しているところなどがある。しかし、鏡下の性質はほぼ一様である。斑晶として斜長石、石英、普通角閃石、しそ輝石、及び磁鉄鈹などを含む。斜長石は $An_{50\sim 34}$ で、律動型の累帯構造がよく発達している。石英はすべて融蝕形を示し、ガラスの包有物が多い。普通角閃石は $2V_\alpha=62^\circ\sim 69^\circ$, $c\wedge z=10^\circ$, $X'=$ 淡褐緑色, $Z'=$ 濃緑色で、まれにオパサイト縁を有す。しそ輝石は $2V_\alpha=55^\circ\sim 50^\circ$ で、部分的に緑泥石に変質している。石基はすべてガラス質で、真珠構造のよく発達している部分がある。

4. 地質構造と火山岩の分布

以上にのべた9つの型の火山岩の1つ1つについて、その噴出順序をくわしく確かめることはできない。たゞし、大きく分けて、まずはじめに流紋岩が、引きつゞいて各種の玄武岩が活動し、最後に大量の安山岩が噴出したことは明らかである。これより先、柳木層の堆積中において、すでに大量の黒雲母普通角閃石流紋岩が凝灰岩として活動しているが、こゝではこれについての記載は省略する。†

第2図を見ると、高館層を構成している各種の熔岩が南北に延びる2列の帯を形成して分布していることが分かる。すなわち、1つは双葉破砕帯に沿う地帯と、他は船岡の西部

と赤石を結ぶ巾2~3 kmの地帯である。これら2列の帯はそのまゝ南に延びて、阿武隈地域にまで及んでいる。このことについてはすでに筆者ら⁶⁾が指摘したところであるが、こゝで興味のあることは、この帯がいずれも基盤の隆起している地帯に一致していることである。西側の帯が隆起帯であることは、赤石周辺の地質によく反映している³⁾。この付近の高館層はいちじるしく剝削作用をうけて、茂庭層あるいは旗立層下部の基庭礫岩におゝわれている。しかも、この礫岩はすべて高館層の火山岩によつて構成されている。さらに、赤石付近を通る東西の地質断面を見ると、この地域で茂庭層、旗立層、網木層などの海成層の厚さが急激に収斂している。また、これより南部では、この隆起帯の西側に分布している旗立層が、至るところで、東側の高館層に向かつてアバットしているのが見られる。さらに、この隆起帯の東側には、ほゞ茂庭、菅生、船岡、角田を結ぶ線に沿つて南北の構造線が存在する。構造の性質は撓曲、破碎帯、断層などと、場所ごとに異なっているが、この構造線は明らかに隆起帯をもたらし運動に関係しているものである。この構造線と隆起帯を南に延長したばあい、阿武隈山地におけるどのような基盤構造につながっていくかはこんごの問題である*。地域の北東部において熔岩の密集している帯が、双葉破碎帯に沿う南北の細長い隆起帯の延長に当たることは明らかである。

これら2つの隆起帯に挟まれた地帯に関しては、逆に、槻木層の堆積盆地の形成に当たつての沈降量が大きく、その中央部で同層がより厚く発達している事実がある。このことについては、藤田らによつてもすでに指摘されているところである⁷⁾。したがつて、高館層の火山岩類は、これら2つの隆起帯によつて表現される変動帯に沿つて上昇してきたマグマの、fissure eruptionによる産物であると考えられる。事実、破碎帯に沿つて存在する熔岩をみちびいた舌状の火道が各所で観察される。

高館層と霊山火山碎屑岩層とを構成している火山岩類の性質が、相馬—鶴岡線を挟んで大きく対立している事実については、すでに指摘したとおりである⁶⁾。すなわち、かんらん石玄武岩は霊山火山碎屑岩層の主要な構成要素で、しかも、阿武隈地域には石基にもかんらん石を含む岩種まで存在するが、それに対して、少なくとも阿武隈川以北にはこのような型の岩石は全く存在しない。一般に、高館区には結晶分化の進んだ岩種が多いのに対して、霊山区では本源マグマにより近い岩種が優勢である。それに加えて、流紋岩は高館区のみ存在する。これらの事実は、岩石の成因にとつて重要な問題を含んでいると考えられるが、それについては改めてくわしくのべる。

引用文献

- 1) 半沢正四郎ほか, Sci. Rep. Tohoku Univ., **25**, 1~50, 1953.
- 2) 生田慶司, 地質, **62**, 387~395, 1955.
- 3) 仙台国研グループ, 地球科学, **37**, 60~66, 1958.
- 4) 藤田至則, 東教大研究報告, **3**, 55~64, 1954.
- 5) 八島隆一, 福大理科報告, **5**, 31~43, 1955.
- 6) 生田慶司, 大沼晃助, 地球科学, **50-51**, 36~55, 1960.
- 7) 藤田至則, 木野崎せつ子, 地質, **66**, 297~304, 1960.
- 8) 生田慶司, 地質, **65**, 343~348, 1959.

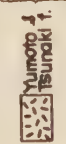


* 1つの可能性として、この構造線が西側の阿武隈破碎帯につながっていくことが考えられる。

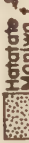

- o-B olivine-basalt
 a-B augite-basalt
 h-B hypersthene-basalt
 b-B~A bytownite-basalt~andesite
 pah-B~A (plagioclite)-augite-hypersthene-basalt~andesite
 ah-A(P) augite-hypersthene-andesite (P series)
 ah-A(H) augite-hypersthene-andesite (H series)
 hb-A hornblende-andesite

Quaternary  alluvium

Pliocene  Sendai group

 Srasawa formation

 Yumoto f.
 Tsunaki f.
 hy-hb-dacite
 au-hy-andesite

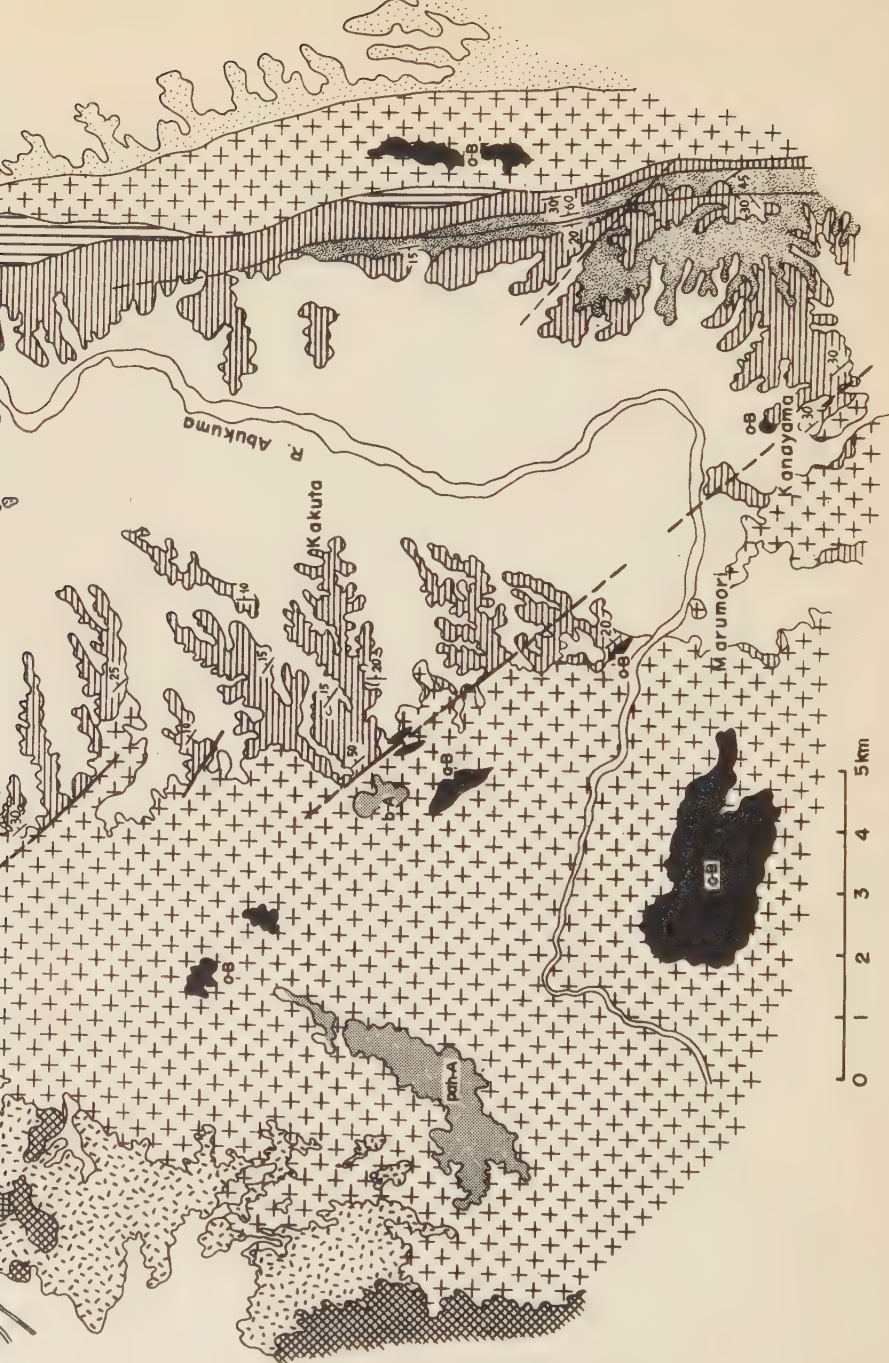
 Hatatate f.
 Moniwa f.

 Takadate f.
 andesite
 basalt
 rhyolite

 Tsukinoki
 tuffaceous sandstone member



Miocene



日高幌満川中流の橄欖石斑糲岩・橄欖石ノーライト (追補)

—特に副成分鉱物としての磁硫鉄鉱, フェライトについて—

Olivine gabbro, olivine norite in the vicinities of Horoman river in southern Hidaka metamorphic zone (Appendix)

— Special reference on some rock forming accessory opaque minerals —

浅 井 宏 (Hiroshi Asai)*

1. 諸岩石のモードと不透明鉱物

橄欖石斑糲岩, 橄欖石ノーライトは, 日高幌満地方のオピラルカオマップ塩基性岩中の比較的西側によつた一つの覆瓦の内部でその東によつた部分に形成されている。上記の岩石及びその周囲の諸岩石の産状, 性状については詳述した¹⁾ のでこゝではそのモードを示し, 更にこのうち不透明鉱物のみをとりあげて, これを 100 % とし不透明鉱物相互の容量%を附記する。しかして, これら不透明鉱物 (磁硫鉄鉱, 黄銅鉱, フェライト, 褐鉄鉱) の諸性状を検討し, 主成分の諸造岩鉱物との関連性を述べることにする。

A 橄欖石斑糲岩, 橄欖石ノーライトに伴われる諸岩石

1 斜方輝石—斜長石褐色角閃石角閃岩 褐色角閃石 (62.4 %), 斜長石 (31.4 %), 単斜輝石, 斜方輝石 (3.2 %), 不透明鉱物 (3.0 %), (第1図1). このうち不透明鉱物のみを 100 % としそのそれぞれの容量%は, 磁硫鉄鉱 (27.9 %), 黄銅鉱 (38.8 %), フェライト (33.3 %), (第2図1).

2 黒雲母—石英—斜方輝石—斜長石片麻岩 斜長石 (52.8 %), 斜方輝石 (21.2 %), 黒雲母 (10.4 %), 石英 (7.8 %), 不透明鉱物 (7.8 %), (第1図2). このうち不透明鉱物のみそれぞれの容量%は, 磁硫鉄鉱 (51.8 %), 黄銅鉱 (5.6 %), フェライト (42.6 %), (第2図2).

3 斜方輝石のグロメロ斑状変晶をもつ褐色角閃石斜長石岩 斜長石 (43.6 %), 褐色角閃石 (37.8 %), 斜方輝石 (15.0 %), 不透明鉱物 (1.9 %), 白雲母, 黒雲母 (0.9 %), 緑泥石 (0.8 %), (第1図3). このうち不透明鉱物のみそれぞれの容量%は磁硫鉄鉱 (11.5 %), フェライト (88.5 %), (第2図3).

4 準輝緑岩構造をもつ褐色角閃石ノーライト 斜方輝石 (34.4 %), 褐色角閃石 (30.4 %), 斜長石 (29.8 %), 不透明鉱物 (4.5 %), 緑泥石 (0.9 %), (第1図4). このうち不透明鉱物のみについてのそれぞれの容量%は磁硫鉄鉱 (11.7 %), フェライト (85.3 %), 褐鉄鉱 (3.0 %), (第2図4).

* 北海道学芸大学地学教室

5 褐色角閃石—単斜輝石ノ

ーライト 斜長石 (59.8%), 輝石 (斜方輝石: 単斜輝石=4:1) (35.7%), 褐色角閃石 (3.0%), 不透明鉱物 (1.0%), スピネル, 緑泥石 (0.5%), (第1図5). このうち不透明鉱物のみのそれぞれの容量%は磁硫鉄鉱 (95.2%), 黄銅鉱 (4.8%), (第2図5).

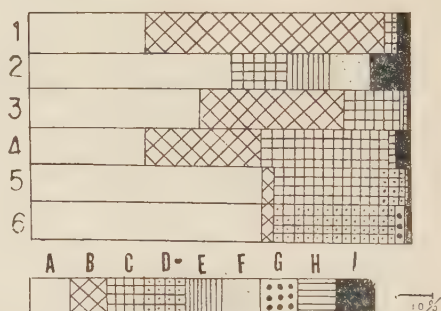
6 橄欖石斑状変晶—褐色角閃石斑糲岩 斜長石 (59.8%), 単斜輝石 (31.7%), 橄欖石 (4.0%), 褐色角閃石 (3.0%), 不透明鉱物 (1.4%), 黒雲母 (0.1%), (第1図6). このうち不透明鉱物のみの容量%は磁硫鉄鉱 (75.5%), 黄銅鉱 (22.0%), 褐鉄鉱 (2.5%), (第2図6) となっている。

B 橄欖石斑糲岩, 橄欖石ノーライト

1 橄欖石斑糲岩 斜長石 (71.9%), 橄欖石 (22.2%), 単斜輝石 (2.9%), 不透明鉱物 (1.4%), イデングサイト, 緑泥石 (1.2%), 斜方輝石 (0.3%), 褐色角閃石 (0.1%), (第3図1). このうち不透明鉱物のみのそれぞれの容量%は, 磁硫鉄鉱 (44.4%), 黄銅鉱 (1.12%), フェライト (44.4%), (第4図1).

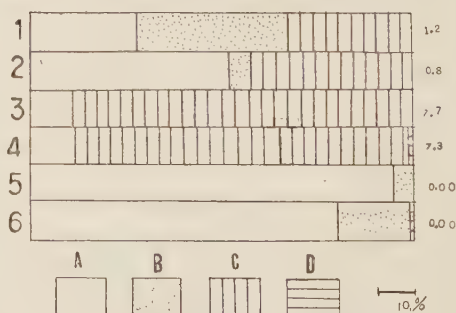
2 褐色角閃石—橄欖石ノーライト 斜長石 (73.6%), 橄欖石 (11.6%), 褐色角閃石 (5.5%), 斜方輝石 (5.5%), 緑泥石 (1.8%), 白雲母, 黒雲母 (1.3%), 不透明鉱物, ジルコ

第1図 橄欖石斑糲岩, 橄欖石ノーライトに伴われる諸岩石のモード



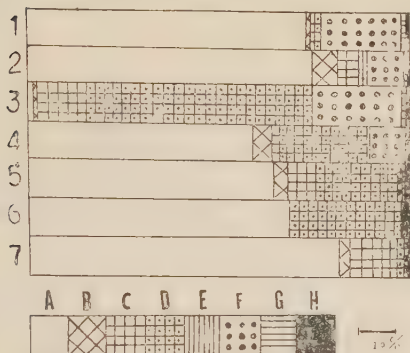
1 斜方輝石—斜長石角閃石角閃岩, 2 黒雲母—石英—斜方輝石—斜長石片麻岩, 3 斜方輝石のグロメロ斑状変晶をもつ褐色角閃石斜長石岩, 4 準輝緑岩構造をもつ褐色角閃石ノーライト, 5 褐色角閃石—単斜輝石ノーライト, 6 橄欖石斑状変晶—褐色角閃石斑糲岩, A 斜長石, B 褐色角閃石, C 斜方輝石, D 単斜輝石, E 黒雲母, 白雲母, F 石英, G 橄欖石, M スピネル, 緑泥石, I 不透明鉱物

第2図 橄欖石斑糲岩, 橄欖石ノーライトに伴われる諸岩石中の不透明鉱物相互のモード



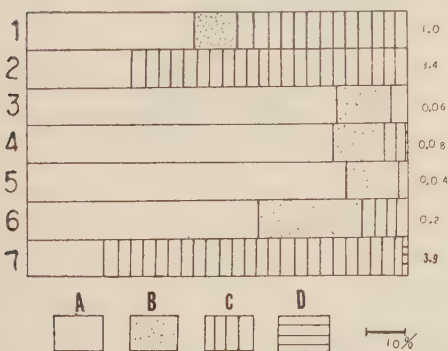
1-6 は第1図に同じ, A 磁硫鉄鉱, B 黄銅鉱, C フェライト, D 褐鉄鉱, 図の右側の数字はフェライトと磁硫鉄鉱との容量比の値を示す。

第3図 橄欖石斑糲岩，橄欖石ノーライト
のモード



1 橄欖石斑糲岩， 2 褐色角閃石橄欖石ノーライト， 3 メラー斜方輝石—橄欖石斑糲岩， 4 オフィテック構造—褐色角閃石—橄欖石斑糲岩， 5 オフィテック構造—含橄欖石—褐色角閃石—斜方輝石斑糲岩， 6 オフィテック構造斑糲岩， 7 含橄欖石—褐色角閃石—単斜輝石ノーライト， A 斜長石， B 褐色角閃石， C 斜方輝石， D 単斜輝石， E 白雲母， 黒雲母， (但し 4 のみは， ゆうれん石を含む) F 橄欖石， G スピネル， 緑泥石， イデングサイト， H 不透明鉱物

第4図 橄欖石斑糲岩，橄欖石ノーライト中
の不透明鉱物相互のモード



1~7 は第3図に同じ， A 磁硫鉄鉱， B 黄銅鉄， C フェライト， D 褐鉄鉱， 図の右側の数字はフェライトと磁硫鉄鉱との容量%比を示す。

ン (0.1%)， (第3図2). このうち不透明鉱物のみのそれぞれの容量%は磁硫鉄鉱 (27.1%)， フェライト (72.9%)， (第4図2).

3 メラー斜方輝石—橄欖石斑糲岩 輝石 (単斜輝石：斜方輝石 = 4 : 1)， (70.6%)， 橄欖石 (26.1%)， スピネル (1.5%)， 不透明鉱物 (1.1%)， 斜長石 (0.5%)， 褐色角閃石 (0.2%)， (第3図3). このうち不透明鉱物のみのそれぞれの容量%は磁硫鉄鉱 (80.9%)， 黄銅鉄 (14.2%)， フェライト (4.9%)， (第4図3).

4 オフィテック構造—褐色角閃石—橄欖石斑糲岩 斜長石 (57.8%)， 単斜輝石 (23.1%)， 橄欖石 (10.5%)， 褐色角閃石 (5.0%)， 斜方輝石 (1.5%)， 不透明鉱物 (1.2%)， ゆうれん石 (0.4%)， スピネル (0.3%)， 黒雲母 (0.2%)， (第3図4). このうち不透明鉱物のみのそれぞれの容量%は磁硫鉄鉱 (80.0%)， 黄銅鉄 (13.3%)， フェライト (6.5%)， 褐鉄鉱 (0.2%)， (第4図4).

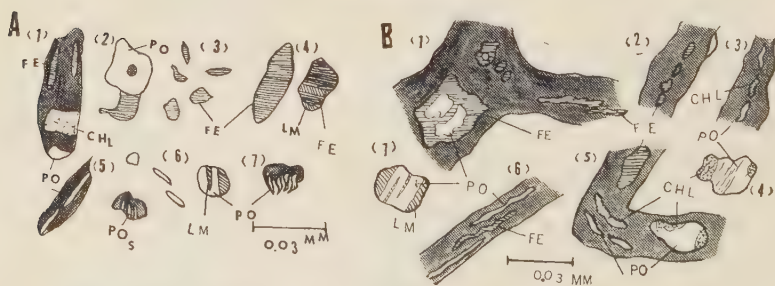
5 オフィテック構造—含橄欖石—褐色角閃石—斜方輝石斑糲岩 (相対的に優黒質のもの) 及びこれに伴うオフィテック構造斑糲岩 (相対的に優白質のもの) 前者は斜長石 (63.0%)， 単斜輝石 (24.0%)， 斜方輝石 (5.0%)， 褐色角閃石 (3.3%)， 不透明鉱物 (2.8%)， スピネル (1.8%)， 橄欖石

(0.1%), (第3図5). このうち不透明鉱物のみのそれぞれの容量%は磁硫鉄鉱 (83.9%), 黄銅鉱 (12.7%), フェライト (3.4%), (第4図5). 後者は斜長石 (67.7%), 単斜輝石 (29.3%), 不透明鉱物 (3.0%), (第3図6). このうち不透明鉱物のみのそれぞれの容量%は磁硫鉄鉱 (59.4%), 黄銅鉱 (27.1%), フェライト (13.5%), (第4図6).

6 含橄欖石—褐色角閃石—単斜輝石—ノーライト 斜長石 (80.5%), 斜方輝石 (12.7%), 単斜輝石 (3.4%), 褐色角閃石 (2.5%), 不透明鉱物 (0.6%), 橄欖石 (0.3%), (第3図7). このうち不透明鉱物のみのそれぞれの容量%は磁硫鉄鉱 (20.0%), フェライト (77.0%), 褐鉄鉱 (3.0%), (第4図7) となつている。又既述した橄欖石斑瀾岩, 橄欖石ノーライトに伴う優白質岩石の曹灰長石岩, 細粒トロンエマイト質脈状岩, 斜長石—石英微斜長岩等はほとんど不透明鉱物を有していないことは注目せられる。

次に, 以上の諸岩石の不透明鉱物の性状について述べる。橄欖石斑瀾岩, 橄欖石ノーライトに伴われる塩基性岩石について斜方輝石—斜長石褐色角閃石角閃岩では, 褐色角閃石, 斜長石に包有されているものは, フェライトが多く, 一方, 第5図Aの1の如く, 割目又は造岩鉱物が不安定になつている部分では, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱, フェライトになり散点して比較の後期に形成せられたものである。黒雲母—石英—斜方輝石—斜長石片麻岩では, 前の岩石よりもやゝ粗粒の不透明鉱物ができている。造岩鉱物に包有されるか或はその割目か又は有色鉱物が不安定になつている部分に形成される。磁硫鉄鉱は特にこの不安定になつた部分で鱗片状フェライトの密集塊の内域に形成される場合がある。一般

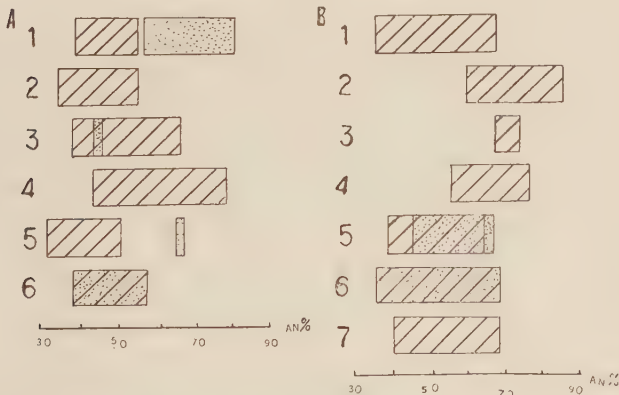
第5図 不透明鉱物の性状



A 橄欖石斑瀾岩, 橄欖石ノーライトに伴う諸岩石のもの 1 斜方輝石—斜長石褐色角閃石角閃岩, 2 黒雲母—石英—斜方輝石—斜長石片麻岩, 3 斜方輝石のグロメロ斑状変晶をもつ褐色角閃石斜長石岩, 4 準輝緑岩構造をもつ褐色角閃石ノーライト, 5 褐色角閃石—単斜輝石ノーライト, 6, 7 橄欖石斑状変晶—褐色角閃石斑瀾岩, B 橄欖石斑瀾岩, 橄欖石ノーライトのもの 1 橄欖石斑瀾岩, 2 褐色角閃石—橄欖石ノーライト, 3, 4 メラー斜方輝石—橄欖石斑瀾岩, 5, 6 オフィテック構造—含橄欖石—褐色角閃石—斜方輝石斑瀾岩, 7 含橄欖石—褐色角閃石—単斜輝石ノーライト, FE フェライト, PO 磁硫鉄鉱, CHL 黄銅鉱, PO₅ 磁硫鉄鉱骸品, LM 褐鉄鉱, 灰色部は造岩鉱物の不安定になつた部分又は小さい割れ目

的に第5図Aの2の如くフェライトに比べて磁硫鉄鉱が比較的後期に形成された場合が多い。又磁硫鉄鉱中には包有物が多くなる傾向がある。斜方輝石のグロメロ斑状変晶のある褐色角閃石斜長石岩では、フェライトが多く、鱗片状を示し散点するものは褐色角閃石、斜長石に包有されているものが多い。一方、小さい割目に形成される後期のものはやゝ粗粒になる。一般にその散点する状態はミロナイトに観察されるフェライトの分布状態に似ている(第5図Aの3)。次に準輝緑岩構造をもつ褐色角閃石ノーライトでは、磁硫鉄鉱、フェライトはやゝ粗粒で不規則な形を示して他の造岩鉱物の間を充填しており、更に褐鉄鉱が磁硫鉄鉱から形成せられている(第5図Aの4)。褐色角閃石一単斜輝石ノーライトでは、磁硫鉄鉱が多く、造岩鉱物に包有されるか或は鉄苦上鉱物の割目でそれが不安定になつた部分に鱗片状又は骸晶として形成されている(第5図Aの5)。橄欖石斑状変晶一褐色角閃石斑岩では、すぐ前の岩石と同じく磁硫鉄鉱、黄銅鉱から成り、鱗片状又は骸晶で鉄苦上鉱物を伴うが、或はその割目にできている場合が多い。黄銅鉱は一般に磁硫鉄鉱の周辺部に多い。又磁硫鉄鉱が褐鉄鉱化することがある(第5図Aの6、第5図Aの7)。更に第1図、第2図を比較検討すると褐色角閃石を造岩主成分鉱物として多く含有する岩石(第1図1、同図2、同図3)はフェライトと磁硫鉄鉱の比が大きくなり、一方、単斜輝石が造岩鉱物に加わるとその比が小さくなる傾向がある。又、斜方輝石を有する岩石では黒雲母が或程度増加すると矢張りその比は減少する傾向にある。又、一般にミロナイト構造、又はこれに関連して形成された岩石(第1図2、同図4)は、不透明鉱物と他の造岩主成分鉱物の容量%の総和との比は増加する。更に第1図、第2図、第6図A、

第6図 斜長石の灰長石成分の範囲を示した図



A 橄欖石斑岩、橄欖石ノーライトに伴われる諸岩石、
B 橄欖石斑岩、橄欖石ノーライト、左列の数字はそれぞれ第1図、第3図の数字と同じ、下列の数字はそれぞれ灰長石成分を示す。細点部は粒状化した再結晶斜長石の部分を示す。斜線部は初期斜長石、点部は粒状化した二次斜長石を示す。

Bに示した如く、フェライトと磁硫鉄鉱の容量%の比の大きな岩石（したがって主成分に褐色角閃石を相当に多く含む岩石）は、比較的に塩基性の斜長石を含有していることは注目せられる（第1図、第2図、第6図Aのそれぞれ1, 3, 4）。又、一方においてフェライトと磁硫鉄鉱の比の小さい岩石で斜方輝石を主成分造岩鉱物として相当多く含む岩石は酸性の斜長石をも有している（第1図、第2図、第6図Aのそれぞれ2, 5）。

次に、橄欖石斑瀾岩、橄欖石ノーライトの不透明鉱物の性状について述べる。橄欖石斑瀾岩では、不透明鉱物は橄欖石の割目、又はこれに伴う緑泥石の部分に散点していて割目の大きい部分は第5図B1の如く磁硫鉄鉱、フェライトが共生し、割目の外側にフェライト、内側に磁硫鉄鉱がある。比較的に割目が小さい場合は、フェライトになつている。褐色角閃石—橄欖石ノーライトでは、矢張り橄欖石の割目に沿つて形成されている（第5図Bの2）。メラー斜方輝石—橄欖石斑瀾岩では同様に橄欖石に伴われている。又磁硫鉄鉱の周辺部に黄銅鉱が形成されている（第5図Bの3, 4）。オフィテック構造—褐色角閃石—橄欖石斑瀾岩では、橄欖石と密接な関係のある緑泥石のある部分に多い。部分的に各造岩鉱物の割れ目に板状のフェライトを有する。オフィテック構造—含橄欖石—褐色角閃石—斜方輝石斑瀾岩では、スピネル、橄欖石の割れ目に沿つて磁硫鉄鉱、黄銅鉱、フェライトが分布する。特に橄欖石の斑状変晶の部分に磁硫鉄鉱が多い。（第5図Bの5、同図Bの6）又、オフィテック構造斑瀾岩では、不透明鉱物が散在する傾向がある。次に含橄欖石—褐色角閃石—単斜輝石ノーライトでは、細粒で散点するか又は部分的にブル状に集つている。後者の産状のものは磁硫鉄鉱が多く、しかも褐鉄鉱化する現象がある（第5図Bの7）。以上に述べた橄欖石斑瀾岩、橄欖石ノーライトのなかに見られる不透明鉱物について更に造岩鉱物との関連について考察する。すなわち斜方輝石、又は褐色角閃石を比較的多く有し粗粒なオフィテック構造をつくらない変成岩構造の岩石はフェライトと磁硫鉄鉱の比が大きくなる（第3図及び第4図のそれぞれ2, 7）。更に単斜輝石を多く有する岩石でしかも粗粒なオフィテック構造をつくる岩石ではフェライトと磁硫鉄鉱の比が小さくなつている（第3図及び第4図のそれぞれ3, 4, 5, 6）。又、包有鉱物の多い岩石（第3図3、第6図Bの3）か、又は褐色角閃石を比較的多く有する岩石（第3図、第6図Bの2, 4）では比較的に塩基性斜長石を有する傾向があることは注意される所である。又一般に橄欖石斑瀾岩、橄欖石ノーライトでは橄欖石のある部分に不透明鉱物が濃集していることは重要なことである。

2. 総 括 ・ 考 察

1 橄欖石斑瀾岩・橄欖石ノーライトは周囲の諸塩基性岩よりも一般にフェライトと磁硫鉄鉱との容量%の比は小さい。

2 橄欖石斑瀾岩・橄欖石ノーライト及びこれらの岩石の周囲の諸塩基性岩ともに単斜輝石が形成されたものはフェライトと磁硫鉄鉱との容量%の比は小さくなる傾向にある。

3 橄欖石斑瀾岩・橄欖石ノーライト及びこれらの岩石の周囲の諸塩基性岩ともに褐色角閃石を比較的多く有する岩石は、フェライトと磁硫鉄鉱との容量%の比は大きくなる傾向が認められる¹⁾。

4 橄欖石斑瀾岩・橄欖石ノーライト及びこれらの岩石の周囲の諸塩基性岩ともに一般

に褐色角閃石を有するものは二次的に塩基性斜長石が再結晶する傾向があり斜長石の灰長石成分の範囲を広げているものがある。

5 橄欖石斑禰岩・橄欖石ノーライトはその周囲の塩基性岩に比較して不透明鉱物が橄欖石等のある部分に濃集する傾向があるが周囲の塩基性岩は岩石中に一般に分散している傾向がある。

6 橄欖石斑禰岩・橄欖石ノーライトのうちで粗粒なオフィテック構造を呈する岩石又は優黒質のものは一般にフェライトと磁鉄鉄鉱の比が小さくなる傾向がある。

以上に総括した事実、は、本地域又は近傍の塩基性岩中に胚胎する含ニッケル磁硫鉄鉱床の母岩が中、粗粒なオフィテック構造を呈する斑禰岩^{2),3),4),5)}であることと本質的に一致する。一方、北海道中軸帯にみられる含銅硫化鉄鉱床⁶⁾のうち磁鉄鉱—磁硫鉄鉱型⁷⁾及び磁硫鉄鉱—黄銅鉱型⁸⁾の鉱床に伴う母岩の性状と部分的にはその本質において酷似の現象が観察されることは重要視するべきことである。特に両型共にスカルン鉄床の共生関係を示す部分及び後者の型の小規模な塩基性前縁帯の形成する部分等は、本質には上記に総括した項目に一致するものと考察されるのである。

更に、に注意するべきは磁鉄鉄鉱々床⁹⁾の形成される母岩の性状にも部分的に相似た現象を示していることである。以上のことは橄欖石斑禰岩・橄欖石ノーライト及びこれに伴う諸塩基性岩中の不透明鉱物の性状が含ニッケル磁硫鉄鉱々床、含銅硫化鉄鉱々床、磁鉄鉄鉱々床、スカルン鉄床の一部¹⁰⁾がその母岩の鉄床に対する関係と本質的に関連したものであることを示すと共にこれらの鉄床が統一的に理解される可能性を示しているものと云わなければならない。更に、このようなことは橄欖石斑禰岩・橄欖石ノーライトの形成機構が一種の変成作用の一環として理解され得るものであることを示している。

引 用 文 献

- 1) 浅井宏, 岩鉱, **45**, 215~227, 1961.
- 2) 舟橋三男, 橋本誠二, 沢俊明, 斎藤義人, 斎藤雄, 北海道地下資源調査資料, **31**, 15~40, 1957.
- 3) 沢俊明, 五十嵐昭明, 北海道地下資源調査資料, **44**, 13~35, 1958.
- 4) Hashimoto, S., Jour. Fac. Sci., Hokk. Univ. **7**, 227~236, 1958.
- 5) 番場猛夫, 渡辺芳次, 北海道未利用鉄資源調査報告, **2**, 74~79, 1955.
- 6) 沢俊明, 鈴木醇教授還歴記念論文集, 464~472, 1958.
- 7) 長谷川潔, 酒匂純俊, 北海道未利用鉄資源調査報告, **2**, 67~68, 1955.
酒匂純俊, 山口久之助, 小原常弘, 北海道地下資源調査資料, **27**, 1~28, 1956.
沢俊明, 五十嵐昭明, 北海道の未利用鉄資源調査報告, **3**, 48~51, 1956.
酒匂純俊, 鉄木守, 松井公平, 北海道の未利用鉄資源調査報告, **3**, 53~55, 1956.
酒匂純俊, 北海道地下資源調査資料, **35**, 1~36, 1957.
- 8) 舟橋三男, 地球科学, **5**, 7~14, 1951.
篠木幸男, 浅井宏, 舟橋三男, 地質, **57**, 336~337, 1951.
酒匂純俊, 北海道地下資源調査報告, **12**, 25~46, 1954.
沢俊明, 鉄山地質, **6**, 207~222, 1956.
藤原哲夫, 酒匂純俊, 北海道の未利用鉄資源調査報告, **3**, 51~53, 1956.
酒匂純俊, 北海道地下資源資料, **35**, 18~36, 1957.
- 9) 斎藤正雄, 地調月報, **3**, 1, 38, 1952.
木下亀城, 牟田邦彦, 地質, **60**, 363~377, 1954.
斎藤正雄, 北海道地下資源調査資料, **14**, 1954.
成田英吉, 鉄山地質, **7**, 243~253, 1957.
- 10) 渡辺武男, 鈴木醇教授還歴記念論文集, 169~191, 1958.

新刊紹介

ウラン、その資源と鉱物 ウラントリウム鉱物研究委員会編集 昭和 31 年 7 月発足以来今日迄ウラン鉱物の発見と調査に関する研究活動の中心となつてきたこの委員会が本書を編集、専らその研究調査に携わつた専門家により要点が執筆されていることは、他に類を見ない本書の特長とするところである。記載された鉱物は酸化鉱物のセンウラン鉱、珪酸塩鉱物のコフィン石、トール石、ウラントール石、トロゴム石、カソロ石、ドウスクロドウス石、ウラノフェン、ベータウラノフェン、ジルコン、カツレン石、含ウランリョクレン石、磷酸鉱物のモナズ石、ゼノタイム、リンウラニル石、ニンギョウ石、ニオブタンタルチタン複酸化鉱物のサマルスキー石、イシカワ石、イツトロタンタル石、フェルグソン石、ユークセン石ポリクレーヌ石、ブランネル石等で、鉱床には人形峠等の第三紀層中のもの、玉川鉱山等の古生層中のもの、苗木地方の砂鉱床、水晶山その他のペグマタイト鉱床、恵比寿鉱山、三吉鉱山、小馬木鉱山等の気成鉱脈及び接触交代鉱床に伴うウラン、松岩鉱山、小鴨鉱山、山宝鉱山、清久鉱山等の熱水性鉱脈に伴うウランが記されている。多数の図表及び文献があげられ、記述は極めて分かり易い。ウラン鉱物及び鉱床に関する良い参考書として広く江湖に推薦する。(本文 558 頁、昭和 36 年 3 月、朝倉書店発行 3500 円) [大森]

50 万分の 1 地質図「青森」 地質調査所 さきに本誌で紹介された「秋田」図幅の北側に接するもので、北緯 40° から以北、42° に至る地域の岩手・秋田両県北部と青森県及び北海道の渡島半島南部に亘るものである。編纂の区分は、古生代（主に馬淵川以南の北上山地、青森・秋田県境及び半島南部など）、中生代—末区区分中生層（九戸南方、尻屋崎等）、下部白亜紀火山類（久慈南方三崎など）花崗岩類（北上山地）及び上部白亜系、並びに、これらに関係する火成岩類に、また第三系は古第三系（久慈周辺）と新第三系に、後者は岩相層序より四区分され、下位より最下部火山砕屑岩（小泊地域及び半島南部）、火山砕屑岩及び下部堆積岩、酸性火山砕屑岩及び中部堆積岩、上部堆積岩とし、夫々の層準に関連する火山岩類が区別されている。最下部及び下部新第三系は、大体グリーン・タフ岩相に、また中～上部新第三系は、ほぼ油田第三紀層及びこれに関連する一連の相当層準及び岩相を表現している。更に新期火山岩を含む第四紀の他に「秋田」図幅とは趣を異にして、八甲田・七時雨火山基盤として発達する石英安山岩を、鮮新—更新世のものとして、十和田周辺の軽石流と区別して表現している。尙中部新第三系に関係する石英閃緑岩については、脊梁山地、出羽丘陵の県境に散点するものを、つとめて図示してある点も注目され、本図幅内の大半を構成する新第三紀層の岩相層序、構造、基盤の分布、新期火山噴出物及び新期堆積物等との関連その他の多くの新資料の包蔵された本地域を総合編纂された。(地質調査所編集、昭和 35 年 12 月発行) [加藤]

鉱物学及び結晶学

8436, 酸化バナジウム鉱物 haggite, doloresite の結晶化学的研究

Evans, H. T., Mrose, M. E.

コロラド高原の V- 鉱床から種々の酸化バナジウム鉱物を産したが、その中で doloresite の結晶化学は未だ不明の点が多かった。今回 Wyoming 州 Carlile のボーリングコアの砂岩中に、0.1 mm 以下の黒色の酸化バナジウム鉱物を見出した。単結晶 X 線廻折法でこれをしらべた所、2つの単斜相をもっていた。その一つは新鉱物 haggite (Stockholm 大学 Gunnar Hägg 教授に因む) で、空間群 $C2/m$, $a=12.17$, $b=2.99$, $c=4.83$ Å, $\beta=98^\circ 15'$, $H_6V_4O_{12}$ の化学成分をもつものである。他の一つは “phase B” と呼ばれ doloresite の結晶学的性質と等しく、空間群 $C2/m$, $a=19.64$, $b=2.99$, $c=4.83$, $\beta=103^\circ 55'$, $H_8V_6O_{16}$ 或いは $H_{10}V_6O_{16}$ の化学成分をもつ。haggite, phase B, duttonite は $H_{2n-2}V_nO_{3n-2}$ の均質系に於いて夫々 $n=4, 6, \infty$ の場合に相当し安定相である。Doloresite は常に (100) に超顕微鏡的双晶を繰返し偽斜方の X 線廻折像をあたえる。Phase B は haggite と超顕微鏡的平行連晶 (b 及び c 軸) を行っている。Doloresite は恐らく、 $3(V_2O_3 \cdot H_2O)$ (montroseite) $+ 2H_2O + O_2 \rightarrow V_2O_3 \cdot 2V_2O_4 \cdot 5H_2O$ (phase B) の酸化反応で生じた phase B から更に固体酸化 $V_2O_3 \cdot 2V_2O_4 \cdot 5H_2O + 1/2O_2 \rightarrow 3V_2O_4 \cdot 4H_2O$ (doloresite) $+ H_2O$ の反応で生成されるものと思われる。但し Carlile の haggite と phase B は、鉱化液から初生的に沈澱したものであら

う。尙 phase B の鉱物名としては protodoloresite が適当である。(Am. Min., 45, 1144~1166, 1960) [長谷川]

8437, Montana 産 fersmite

Hess, H. D.

Fersmite は Ca の Nb- 酸塩で $CaNb_2O_6$ の化学成分をもち、最初 1946 年 Ural の Vishnevyye ベグマタイトから発見されたものであるが、新に第 2 の産地として米国 Montana 州 Dark Star から見出された。Precambrian の片岩、片麻岩に伴う石灰岩の変質帯にコロンブ石、モナズ石と共生して産する。このコロンブ石は 2 inch に達する塊状を呈し、成分として Ta を含まない特異なもので嘗て稼行されたことがある。Fersmite はコロンブ石中に他形の小包有物として或いは intergrowth して産し、黒褐色である。比重は 4.79, 硬度 4~4.5, 樹脂光沢、垂貝殻状断口を示して脆い。薄片では黄褐色透明で、 $\alpha=2.07$, $\gamma=2.19$, $X=Y$ 淡黄色, Z 緑褐色の多色性があり、 $2V=(+)$ $20\sim 25^\circ$ である。X 線粉末廻折線は $d=3.049, 3.762, 2.493$ 等が顕著でコロンブ石と同様斜方晶系に属し、格子恒数も類似し、 $a_0=5.764$ Å, $b_0=15.09$, $c_0=5.233$, $a_0:b_0:c_0=0.381:1:0.346$ である。化学分析の結果は CaO 15.02, Nb_2O_5 74.44, Ta_2O_5 none, 稀土 6.36, TiO_2 2.01, SiO_2 0.32, MnO 0.11, Fe_2O_3 0.34, ThO_2 0.10, Al_2O_3 0.10, MgO none, Na_2O none, F none, U_3O_8 0.08, H_2O 0.18, 計 99.06 (原文では 99.04) で構造式は $(Ca, Ce)(Nb, Ti)_2O_6$ に相当している。(Rep. Invest. Bureau of Mines, U. S. A., 5693, 1~9, 1960) [長谷川]

8438, 硬石膏中の Sr の X 線の定量法

Bunge, H. J., Herrmann, A. G.

Debye-Scherrer 法の θ と CaSO_4 - SrSO_4 混晶中の SrSO_4 重量%が直線的関係にあるので θ を測定することによって SrSO_4 0 から 2.00 % の間の Sr の定量が可能である。即ち SrSO_4 として 0~2.00 % を含む混晶 $(\text{Ca}, \text{Sr}) \text{SO}_4$ を人工的に作り夫々の θ を求め両者の相関図を画いた。0 % の場合の θ は約 83.3° で、2.00 % の場合は 82.0° でその間は直線関係にある。精度は SrSO_4 として ± 0.1 % である。硬石膏 CaSO_4 の Ca を置換して存在する Sr ではなく、天青石 SrSO_4 として混在する Sr の定量はこの法では出来ない。(Neues Jahrb. Min., Monatsh., 718, 186~189, 1960) [長谷川]

8439, 三斜 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ における秩序化過程の力学 McConnell, J. D. C., McKie, D.

斜長石の高温-低温型転移の本質を解明するために, McKenzie (1957) の合成曹長石加熱実験の資料を熱力学的に再検討した。傾斜度 $\psi = 2\theta_{131} - 2\theta_{1\bar{1}1}$ は秩序化の度合を表し、 2.00° 以上を高温型、 1.15° 以下を低温型と見なしうが、ガラスから晶出させる時は焼鈍温度 T に特有の中間の平衡値 ψ_∞ に近づく。焼鈍時間を t , 晶出した瞬間即ち $t=0$ の ψ の極限値 ψ_0 , 平衡への速度定数を k とすると、 $\psi_0 \cdot \psi_\infty \cdot k$ は $T \cdot p\text{H}_2\text{O}$ の関数で $-d\psi/dt = k(\psi - \psi_\infty)^2$ 即ち $kt = (\psi_0 - \psi) / (\psi - \psi_0)(\psi_0 - \psi_\infty)$ なる関係が成立つ。 $p\text{H}_2\text{O} = 14000$ p.s.i において ψ_∞ は T に対し 1.05° から 2.00° まです連続的な変化を示すが、 $\log k$ の $1/T$ に対する変化は $900 \sim 700^\circ\text{C}$ 間と $550 \sim 450^\circ\text{C}$ 間とで異なる直線をなし、 $700 \sim 550^\circ\text{C}$ 間では熱的転移を暗示する著しい

不連続がある。高温部低温部の両直線を延長すると、 $575 \sim 625^\circ\text{C}$ の転移点では後者の方が約 500 倍大きい速度を示し、この転移は Ubbelohde (1957) の多像的転移の分類による "smeared" 転移にあたると一応見なされるが、本当は不連続転移なのかもしれない。又 $k = k_p(p\text{H}_2\text{O})^{1/2}$ という関係が認められ、固-気相間にイオンの交換がおこり H^+ が転移速度に関係しているとみなされる。以上の結果から低温型曹長石の産出条件として、転移点以下での晶出と、高温型に晶出後 600°C 付近で $p\text{H}_2\text{O}$, での除冷が考えられ、高温型の産出が稀なものこの温度での低温型への転移速度が大きいと見られる。この様に平衡への接近速度の研究は多像的転移の解明に有用である。(Min. Mag., 30, 436~454, 1960) [宇留野]

8440, 山形県小国産そろばん玉石

小倉 勉

小国町南西 2 km の十四ヶ森と称する孤山の、海拔 400 m の山頂から北東 200 m にある大断崖の上部に、そろばん玉石が産する。母岩の流紋岩中に球顆とそろばん玉石の 2 種の球状体があり、そろばん玉石は球顆内の空隙を充填してできている。大さは直径 0.5~11 cm で、最も多いのは径 1.5~2 cm, 高さ 0.8~1 cm, 時に赤褐色の外被のあることがあり、何れも流紋岩中にできた球顆内の空隙を珪酸溶液が浸透充填して生じたものである。(山形県文化財調査報告書 10, 1~13, 附図 10, 昭 35) [大森]

8441, 日本のウラン資源 佐藤源郎

昭和 29 年以来本邦全土の 30~40 % の地域について系統的にウラン鉱物資源を調査したところ、人形峠ウラン鉱床型

のものが極めて広範囲に亘つて発見されるに至つた。人形峠附近から産するウラン鉱物には U_3O_8 を 45% 含有する人形石 ($U_{1-x}Ca_{1-x}R_{2x}(PO_4)_2 \cdot 1\sim 2H_2O$)、閃ウラン鉱、燐灰ウラン石、 β ウランフェーン等が発見され、これらは産状から礫岩中のものと砂岩中のものに二大別される。人形石は非酸化帯の基底礫岩中に産する。(Atomic Fuel Corp., 1~18, 1960) [大森]

岩石学及び火山学

8442, Labrador trough の玄武岩質岩類 Baragar, W. R. A.

Canada 東部, 北西 Labrador から Ungava Bay までの間, 長さ 550 mile, 巾 60 mile の trough がある。この両側は片麻岩と結晶片岩からなり、これを覆つて堆積岩、火山岩及び貫入岩床が発達している。著者はこの trough のほぼ中央に近い New Quebec, Ahr Lake area の基性火成岩の研究を行なっている。Ahr Lake area は 2 つの部分に分けられ、西部はやゝ変成した堆積岩、東部は緑色片岩相と火山岩、また斑瀾岩群は全域にわたつて貫入している。斑瀾岩の厚さは数 feet~1500 feet, 3000 feet に達するものもあるが、厚いものは複重岩床であり、1 つのものとしては 300~500 feet である。斑瀾岩は 4 種; 斑瀾岩, 変斑瀾岩, leopard rock と優白及び優黒変斑瀾岩からなる。変斑瀾岩は斑瀾岩のやゝ変成作用を蒙つたものである。斑瀾岩シルの多くは in situ で分化している。シルの最下部近くは橄欖石斑瀾岩, 上部にゆくにつれて等粒質斑瀾岩, 橄欖石を欠く斑瀾岩, 石英斑瀾岩と移化し, 最上部ではマイクロペグマタイトを含む斑瀾岩になつている。あるシルでは等粒質斑瀾

岩からアルバイト斑瀾岩ペグマタイトまで分化している。これらシルの分化経路は Skaergaard のものと同一であり、非常に鉄に濃集している。しかしアルカリの濃集は全くしていない。leopard rock とは径 6~15 cm の斜長石の spherical aggregate のスポットをもつた粗粒の長石に富む斑瀾岩である。このシルの多くは複重のもので、その中に斑瀾岩のシルが存在する。この岩石の成因は本源マグマ中に斜長石が集まつたもので、この濃集はマグマが非常に高圧か或いはやゝ高い蒸気圧下で地殻の部分溶融を行つた結果生じたものである。斑瀾岩は典型的なソレーアイトである。なお詳細な岩石学的、鉱物学的記載が行なわれており、変成作用についても触れている。この地域の代表的な岩名 25 個について化学分析

	1	2	3	4
SiO_2	48.52	49.12	50.12	47.43
TiO_2	1.28	0.75	2.59	0.91
Al_2O_3	14.36	13.77	10.83	20.57
Fe_2O_3	1.40	1.17	1.96	1.33
FeO	11.34	8.33	18.16	7.44
MnO	0.22	0.20	0.24	0.15
MgO	7.33	9.71	2.97	4.08
CaO	10.21	13.18	4.26	11.32
Na_2O	2.05	1.34	2.76	2.80
K_2O	0.24	0.05	0.19	0.57
P_2O_5	0.09	0.05	0.59	0.10
Cr_2O_3	tr	0.13	tr	tr
$H_2O +$	2.88	2.20	4.08	2.85
$H_2O -$	0.21	0.16	0.35	0.19
CO_2	0.00	0.05	0.22	0.00
S	0.06	0.06	0.17	0.03
Total	100.19	100.27	99.65	99.77

1. 玄武岩 (本源マグマ)
2. オフィティック斑瀾岩
3. アルバイト斑瀾岩ペグマイト
4. レオパード岩

が行なわれているが、代表的なもの 4 個を表に示した。(Bull. Geol. Soc. Am., 71, 1589~1644, 1960) [青木]

8443, ウエネズエラの高温型アルプス式橄欖岩 MacKenzie, D. B.

ヴェネズエラの北端部, Tinaquillo 橄欖岩は、白堊紀の変成岩帯中に存する。殆んど蛇紋岩化を受けていない超塩基性岩体である。この岩体は南傾の板状を呈し、北方では衝上断層に割られ、南部では広域変成作用を受けた角閃石—石英—斜長石片麻岩に接している。片麻岩と橄欖岩体の接触部附近では、片麻岩は接触変成作用により、柘榴石—輝石—角閃石—斜長石片麻岩に変じている。この接触変成帯は最大 4 km に達している。橄欖岩中にみられる斑状岩質組成を有する板状岩体は、接触変成作用を受けた母岩の包含物として説明される。又橄欖岩は葉片構造に平行なうすい角閃石層と輝石層を含む。更に葉片構造の面に平坦な短冊状の斜方輝石の斑晶を有する。これは普通輝石の exsolution lamellae を有するが、短冊状の形態は、橄欖岩の貫入の最後の段階に初成的な短柱状結晶がひきのばされて形成されたのであろう。接触変成岩中の柘榴石及び輝石から、橄欖岩の貫入の温度が 800~1000°C であったことが推定される。ヴェネズエラの北部、海岸に沿う他の橄欖岩体は強く蛇紋岩化され、接触変成帯を有さない。これらのあるものは母岩に対し相容れない貫入時代を示している。これに関連して連続する造山運動の期間に於けるくり返される上方への運動は、ヴェネズエラやその他の蛇紋岩化超塩基性岩の貫入に伴う種々の現象を説明出来るだろう。(Bull. Geol. Soc. Am., 71, 303~318, 1960)

[大貫]

8444, South Dakota, Keystone 地域のペグマタイト Orville, P. M.

南 Dakota, Black Hills, Keystone 地域の3つのペグマタイトの詳細な岩石学的研究を行った。これらのペグマタイ

トは先カンブリア紀石英—雲母片岩中に産し、先カンブリア紀 Harney Peak 花崗岩の周囲にある。3つのうち2つは country rock の層理と片理に平行に進入している。これらのペグマタイトの平均モード組成及び化学組成は非常に類似し、また Harney Peak 花崗岩もペグマタイトとほぼ同じ組成を示す。これらのペグマタイト及び花崗岩の平均鉱物組成を示す。これらのペグマタイト及び花崗岩の平均鉱物は石英 30, 斜長石 44, マイクロクリン 17, 白雲母 8, 電気石, ザクロ石, 磷灰石 <1% である。これらの岩石の化学組成は“人工花崗岩系”の石英—長石区域に点示される。薄い急斜している板状のペグマタイトが斑状含パーサイト unit と細粒質アルバイト—石英 unit とを明瞭に切つているところがある。この含パーサイト unit は“人工花崗岩系”の最低熔触点の組成を示している。これは早期に晶出した相から分離した残であ液ると考えられる。このペグマタイト及び花崗岩はマグマとして進入したものである。(Bull. Geol. Soc. Am. 71, 1467~1490, 1960) [青木]

8445, 東部 Sudeten, Jawornik 花崗岩質, 岩類 Burchart, J.

Skrzynka-Zloty Stok 構造帯の blastomylonitic complex 中に整合的岩脈として産するトナル岩質, 花崗閃緑岩質, モンゾニ花崗岩質組成の片麻岩質岩類は変成作用に原因するもので、雲母片岩, 斜長石—石英 blastomylonite, 角閃岩等が花崗岩化作用を受けて種々の型の花崗岩質岩類を生じた。花崗岩化作用の主な要因は再結晶作用と変成分化作用とである。化学分析によつて花崗岩化に至る化学変化を調べた。岩石構造解析図を作つて調べた結果は顕微鏡観察の結果と

よく一致し、花崗岩化作用の間に行われた構造変化をよく説明出来る。原岩石は最初の変成作用で結晶片岩を生じ、ミロナイト化作用によって圧砕岩となり、斜長石化作用と再結晶作用とによってトナル岩を生じた。次いで行われた転位変質作用と微斜長石化作用で花崗閃緑岩を経てアダメロ岩を生じた。その後に傾斜した節理の生成とか、熱水鉱化作用等が行われた。(Archiwum Mineralogiczne, 22, 335~348, 1958.) [植田]

8446, Ktodzko 変成岩地域の 'Scinawka 花崗片麻岩類と関連岩石類
Koztowska-Koch, M.

Ktodzko 変成岩地域の南部に産する種々の花崗片麻岩、角閃岩、変火山岩類は次の如く5回の運動作用と6回の結晶作用を受けている。即ち(1)最初の転移変成作用、(2)Na-長石化作用、(3)K-長石化作用、(4)微斜長石の曹長石化作用、(5)節理の生成、(6)石英、曹長石、緑泥石の filling、(7)ミロナイト化作用、(8)後ミロナイト的破碎作用、(9)新節理の生成、(10)方解石、局部的緑泥石の filling、(11)最後期生成の岩脈類の転移。結論として浅い広域変成地帯にあつた種々の火成岩類及び堆積岩類が交代再生作用を受けた結果 'Scinawka 片麻岩類が生じた。即ち1)斑禰岩一玄武岩質火成岩物質の変成作用から導かれた角閃岩が交代花崗岩化作用によって花崗閃緑岩質組成を持った中粒黒色片麻岩を生じた。2)花崗岩又は半花崗岩質組成の淡色細粒片麻岩は酸性火山岩から生成された。3)花崗岩組成の変斑晶眼球片麻岩は凝灰岩質又は頁岩質物質の長石化作用と再結晶作用とによって生成された。(Archiwum Mineralogiczne, 22, 392~400, 1958.) [植田]

8447, Novo Urei 隕石 Ringwood, A. E.

Novo Urei 隕石は1888年に Jerofejeff と Latschinoff によって化学的、鉱物学的研究が行なわれたが、ダイヤモンドと石墨を含んでいることで注目されていた。これについての再研究である。Sydney の Australian Museum から得られた1.5gの試料を実験に用いている。これを-150メッシに碎き約1gをHCl, HNO₃, 更にH₂SO₄とHFで処理し、陽イオンを定量している。この時の残査は約0.02grの細粒黒色粉末であつた。鏡下で少量の微晶で2.0より高い屈折率のものがみられ、これをX-線粉末法を用いて検するとダイヤモンドと石墨であつた。0.5grを磁力分離した。強磁性鉱物は kamacite であり、taenite は存在していなかつた。珪酸塩鉱物は橄欖石 (Fa21) と Fe-Mg 系単斜輝石 ($\alpha=1.676$, $\gamma=1.691$, 消光角 38°, Fs18) であつた。

Novo Urei 隕石はダイヤモンドの安定関係から約35,000気圧下で生成されたものである。NaとAlが存在するにも拘らず斜長石は存在していないが、これらの組成は輝石中に jadeite 分子の固溶体として含まれているのであろう。顕微鏡下で大部分の橄欖石と輝石は結晶度が悪く、金属、炭素及び硫化物の小さい不透明鉱物を含んでいる。これから Novo Urei 隕石は変成起源のものと考えられる。(Geochim. Cosmochim. Acta, 20, 1~4, 1960) [青木]

金属鉱床学

8448, Tasmania の Magnet 鉱山
産銀・鉛・亜鉛鉱石中の対照的構造
Edwards, A. B.

附近の地質はカンブリア紀の水成岩類・超塩基性岩類及びこれらを貫ぬくデボン紀の花崗岩とそれに関係ある斑岩類から成り、更に時代未詳の閃長岩・上部中生代侵入の粗粒玄武岩・第三紀の玄武岩大岩床が見られる。Ag-Pb-Zn 鉱化作用は後シルリア紀に生じたもので、カンブリア紀～シルリア紀の水成岩及び塩基性～超塩基性岩中には多くの鉱床がある。鉱床と花崗岩との関係は未だ明かでない。Magnet 鉱体は複成塩基性岩脈中の分岐した shear 帯の接合点に胚胎しており、鉱石は閃亜鉛鉱 (Fe 8.95%)・方鉛鉱・マンガン菱鉄鉱 (FeCO₃ 54.84, MnCO₃ 29.32, MgCO₃ 12.10, CaCO₃ 3.70, Total 99.98%) を主とし、少量の硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・ブーランジェ鉱・濃紅銀鉱・四面安銅鉱・黄銅鉱を伴っている。鉱化作用の末期には鉄白雲石が多量に沈澱した。鉱石には真の共生と偽共生の二つの著しく対照的な構造組織がある。即ちその一は鉱石沈澱の早期と晩期における反復累被作用によるもので (オーストラリアの鉛・亜鉛鉱石は一般に帯状構造をとり、このような累被構造をとるものは稀である)、閃亜鉛鉱・方鉛鉱・マンガン菱鉄鉱による週期的縞状構造・cockade 構造として現れ、他はその中間期における shearing と部分的再結晶作用によつて生じた種々の構造である。硫化鉱物及びこれと共生するマンガン菱鉄鉱は、閃亜鉛鉱中の Fe 量から地質温度を測定する Kullerud の方法その他からは 400°C もしくはそれよりやや高温で沈澱したものとなり、その深さは地質的環境から約 1500 m と推定される。マンガンは鉱体の約 10% を占めている。(N. Jb. Miner., Abh. 94, Festband Ramdohr, 298~318, 1960.) [山岡]

8449, 固相反応におけるエネルギー関係に就いて Muan, A., Harn, W.C., Jr.

著者等は近年 Mn- 酸化物及び Fe- 酸化物の O₂ 分圧下における平衡の問題を研究しているうちに、hausmannite と manganosite 間の反応で興味ある現象を観察した。hausmannite と manganosite 間の平衡関係は $2\text{Mn}_3\text{O}_4 = 6\text{MnO} + \text{O}_2$ の式で表わされ、温度の逆数及び O₂ 分圧の対数を縦横の軸にとり図示すると、両者の安定領域は直線により二分される。ところが manganosite を starting material に用い、温度・圧力条件を manganosite の安定領域に保った際にも、ある場合 (1443°C, O₂ 分圧 $10^{-1.99}$ atm.) には最初 130 時間程の間、反応は hausmannite が増加する方向に進むという不合理な現象が、X線と熱天秤の結果から確かめられた。かゝる温度・圧力条件のみでは説明出来ない反応を説明するために自由エネルギーの問題をとりあげ、成分と自由エネルギーによる diagram を用いて種々の考察を加えている。即ち両者の安定領域の境界附近の条件では、所謂温度・圧力条件のみでは一見不合理と思える反応でも、反応系の自由エネルギーの総和が減少する方向へ反応が進むという考え方によれば、合理的に説明し得ることを二・三の図を用いて説明している。(Jour. Phys. Chem. 63, 1826~1830, 1959.)

[山岡]

3450, India, Kolar 金鉱床地域の含金鉱脈の構造支配 Narayanaswami, S., Ziauddin, H., Ramachandra, A.V.

当地域の鉱床は深熱水性含金石英脈乃至含金石英硫化鉄々脈で、延長5哩、傾斜方向に9,000呎を示している。鉱脈は

粒状・繊維状・塊状の角閃岩と、片状角閃岩との接触部に梯状に胚胎し、鉍床母岩は透輝石、角閃石、カミングトン石、緑簾石、黒雲母よりなる変質帯を形成している。産出鉍物は自然金、磁硫鉄鉍、硫砒鉄鉍、方鉛鉍、黄鉄鉍、灰重石及び磁鉄鉍である。鉍化作用は一般に交叉褶にそつた破碎帯の断層附近で優勢であり、例えば主鉍化帯は交叉褶曲軸にそつた Mysore North 断層近くに存在し、弱鉍化帯は梯状断層附近の梯状交叉褶曲部に支配されている。主鉍脈の梯状模様は交叉褶曲を反映するものである。(Econ. Geol., 55, 1429~1459, 1960)

[阿部宏]

石油鉍床学

8451, カナダ盆地西部 ミシシッピーの炭酸塩岩の岩相と孔隙率の関係
Thomas, G. E., Graister, R. P.

カナダ盆地西部の2つのミシシッピー系の炭酸塩周期における岩相と孔隙率の関係を比較論じている。1つは Saskatchewan 南東方に発達している Mission Canyon 層中の“Midale”炭酸塩の組織と貯溜岩としての性質を調べ、他の1つは Alberta 南西方に発達する多くの油やガスを有する Turner Valley 層中の“Elkton”炭酸塩の岩相と性質について調べた。“Midale”炭酸塩層は骨格の石灰石や鰐卵状の石灰石で美しい小片で一般に白雲石化された石灰石で充填され、これらの grain, matrix, cement のいろいろの混り方によつて孔隙率や透過性が異つており、この組成の変化を7つに分類して孔隙率と水平の透水性を算出し、microgranular な白雲岩或いは石灰岩が孔隙率も透水性も大きく、chalky なものや skeleted な石灰岩は

いずれも減少する。特に chalky のものは孔隙率はよいものでも透水性が skeletal なものよりもわるいことも認められ、“Midale”はこの chalky porosity を示しているが、“Elkton”炭酸塩は粗い skeletal 石灰岩で充填物も又等顆状の小さい skeletal 石灰岩であるので透水性がよく貯溜岩となつている。このような孔隙率や透水性はいずれも岩相に支配されているから同じ様な炭酸塩層であつても岩石の grain, matrix, cement の組成について充分検討すべきである。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 569~588, 1960)

[阿部]

8452, New Mexico のジュラ紀の Todilto 層の成因、氷縞及び輪廻について Anderson, R. Y., Kirkland, D. W.

New Mexico の北西方の分布する非海成の石灰岩、石膏の葉理構造の発達した上部ジュラ紀の Todilto 層について、これらの地層中の 7~8 feet の厚さで分布している石灰岩について研究した。顕微鏡観察の結果 3つの明瞭に差のある葉理の繰返しが認められ、淡褐色の微結晶質石灰岩、僅かに着色した薄い有機物質と碎屑粒子からなる不連続な層から構成されて、各々について limestone-, organic-, clastic laminae とし、一部砂岩と石灰岩の移り変りが認められる。又石膏氷縞の観察においては、石灰岩と石膏の移り変りのに外に、塊状の石膏や石膏の頁岩の移り変りが認められる。氣候の輪廻として sunspot cycle として 10~13 年, longer cycles として 60-, 85-, 170-, 180 年 cycle が氷縞に認められる。Todilto 層の約 130 feet におよぶ地層の石灰岩は層の堆積する初めにあつて約 14,000 年かゝり、つづいて石

膏を主する地層との 移り变りの堆積には約 3000 年、石膏層の堆積には約 3000 年かゝったことが考えられ、これらの各部分について varved clastic-organic-evaporite cycle (c-o-e cycle) を用いて 2-fold cycle, 3-, 4- の表現法を用いこの c-o-e cycle と地の堆積輪廻の間の関係について比較検討した。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 37 ~52, 1960) [阿部]

8453, 太平洋の年齢と原始堆積物

Hamilton, E. L.

太平洋底の地震探査の結果、約 300m 迄の第1層(地震波速度 1.7 km/sec 以下)及びその下約 200 m 程度の第2層(速度泥岩の場合約 2km/sec, 石灰岩の場合約 5km/sec)があつて、玄武岩の基底層(速度 6.5km/sec 以上)を被覆していることが判明した。第2層は第1層と同質でその荷重で固結したものと考えられる。土質力学上から粘土及び頁岩の固結状態をしらべると、堆積表面では孔隙率 72% が、2000 m 深度で 13% となる。而して 2000m の堆積物を生ずるには原始堆積物(未凝固) 5090m を要する。然るに globigerina ooze (54% CaCO_3) の堆積の場合だと同じく 2000 m で孔隙率は 66% から 47% に減少するに過ぎない。之は堆積物が 300 m 位の厚さで固結した後は孔隙率が殆ど変化しないことによる。この様な固結状態を参考にして、海洋の各地点で測定された震探結果から、堆積物の現在の厚さと原始状態の厚さを比較して示すと、(測定点の位置省略)、東太平洋で 1350m : 2090m, 西大西洋で 1203m : 2780m, 印度洋で 2500m : 6700m, 東大西洋で 1700m : 4120m, ノルウェー海で 980m : 2180m 等の値を得た。又大洋底に於る堆積物の堆積速

度は海底の地形、海流や大陸の隆起状態等の諸条件により変化する為に概論することは極めて困難であるが、仮に calcareous ooze を 1cm/1000 年、泥を 0.5 ~ 1~2cm/1000 年の範囲にあつたとして上記海洋底の堆積所要年数を計算すると東太平洋で $536 \sim 1190 \times 10^9$, 西大西洋で $278 \sim 556 \times 10^9$ 年, 印度洋で $335 \sim 670 \times 10^9$, 東大西洋で $412 \sim 824 \times 10^9$ 年となり、大洋底は古生代ないし先古生代に形成されたという考方が支持される。(Jour. Sed. Petrol. 30, 370~379, 1960) [牛島]

8454, 見附油田について 鯨岡 明

本油田は、2つの極隆部をもつ複背斜構造をなし、東急西緩の非対象背斜で、同時に多くの断層で切断された複雑な構造が推定される。産油・ガス層準は、椎谷層のものと、緑色凝灰岩層(七谷~寺泊層)のものとあり、夫々地区の SK3, 4 (昭 33) が現在の探鉱開発の契りとなつた。前者では、SK 3, 5, 7 があり、これらはモンモリロナイトによる swelling, 集油の形、岩相変化などの開発上の問題点が多い。使用水の塩分濃度と滲透率、産油の実際に於けるかく乱作用の関連性につき若干の考察を述べた。後者のものは SK 4, 6, 8, 9, 10, 7a GR を経て、SK 11 (昭 35, 3月) が、ピン 5mm で日産 116kl の油と、 $16,529\text{m}^3$ のガス(1737.5 m 以下を仕上げ)を適正産出する本邦石油鉱床史上最大級の自噴巨井として、更に SK 12 も亦、同油層から夫々 97.32 kl, $19,970\text{m}^3$ の巨井として成功し、続いて SK 13, 14 等を探掘している。油層は緑色凝灰岩、特に火山岩の fracture によるものと推定され、今後の探掘により、集油様構と凝灰岩地域に対する試掘価値の判定が期待される。(石油学会誌, 3, 996~1003, 1960) [加藤]

もある岩塩の over hang を掘り抜いて 13,000' の深さで第三系の砂岩から出油した。又北オランダでは二疊系の岩塩の厚さが 3,000' に達していた。又火成岩の累層を以て基盤と考える場合がある。インドネシアでは先第三系の火成岩を以て基盤とし、殆どの第三系の厚さは 8,000' 以内で、スマトラでは 5,000' 以内となっている。この火成岩に入ると地下温度の上昇が大きく、石油発見の見込もなく、掘さくも困難になる。然し世界の他の地域では火成岩が有望な含油層をつらぬく場合がある。例えばメキシコでは主要な火成活動は中新世に行われて、白堊系の含油層を貫いている。又キューバでは蛇紋岩中に多量の油がある。H. Wassall によれば、超塩基性岩が白堊系石灰岩の上に衝上した後風化して蛇紋岩化し、その後上昇、断層、石油の移動が行われたものとしている。結局含油層の基盤というものには未解決の問題が有り、単に之に重なる堆積物の厚さだけから深度を決定できない。以上は H. T. Brundage の Where is the basement? (World Oil) の概要であるが、本邦油田でも考えさせられる幾多の類似問題がある。新潟の阿賀川口では 3,000 米で基盤に尙遠いが、その深度は如何であろうか。見附では dacite の中に大油層が出来ている。八橋では西果沢層に達したというが、この中には果して出油層はないか（孔隙にとんだ凝灰岩はないか）。又北海道では白堊系の中に油出しており、蛇紋岩中の油徴も報告された。今後研究すべき問題が尙山積しているのを感じる (World Oil, 151, No. 5, 170~188, 1960)。

〔牛島〕

投 稿 規 定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文又は英文原著とする。和文原稿は原稿用紙に当用漢字を用いて横書、英文原稿はタイプライトすること。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2 又は 1/3 などに縮小するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。特に折り込み図の原稿は細部まで明瞭に書くこと。
3. 引用文献は論文末尾に引用順に一括して認ため、著者名、表題、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年等の順に記すこと。
4. 別刷は 30 部まで経費を学会で負担するが、それ以上は実費を著者が支払うこと。

本誌抄録欄担当者 (五十音順)

青木謙一郎	秋月 瑞彦	阿部 宏	阿部 正宏	植田 良夫
上野 宏共	牛島 信義	梅原 嘉明	宇留野勝敏	大貫 仁
大沼 晃助	大森 啓一	折本左千夫	加藤 磐雄	蟹沢 聰史
河野 義礼	北代 吉宏	今野 弘	島 敬史	島田 昱郎
鈴木 光郎	関 寿和	田口 一雄	竹内 常彦	千葉とき子
長谷川修三	松本 陸士	山岡 一雄		

昭和 36 年 4 月 1 日 印刷

昭和 36 年 4 月 5 日 発行

発行所 仙台市片平丁 東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③ 5111 (内線311)〕

編集兼発行者 大 森 啓 一

印刷所 仙台市堤通27〔電話③ 2027〕
笹気出版印刷株式会社

印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会

会費払込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕

本会会費 一カ年分 1,000 円 (前納)

本誌定価 一 部 150 円 (会員外)

© 1961

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

- Zeolite in the Tertiary beds of Kabura-gawa and Usui-gawa districts,
Gumma Prefecture (I) Y. Kizaki
Olivines in the alkali basalts of western San-in and northern Kyushu
..... Y. Oji
Geology and ore deposits of the Otaniyama mine I. Takahashi
Study of the Neogene volcanic activities of Sendai and its environs (I) ..
..... K. Oide
Olivine gabbro, olivine norite in the vicinities of Horoman river in
southern Hidaka metamorphic zone (Appendix) H. Asai
Notes and news.

Announcements from the Association, etc.

Abstracts:

- Mineralogy and crystallography.* Crystal chemical study of the vanadium
oxide minerals, etc.
Petrology and volcanology. Petrology of basaltic rocks in part of the
Labrador trough, etc.
Sci. of metallic deposits. Contrasting textures in the silver-lead-zinc ores of
the Magnet mine, Tasmania, etc.
Sci. of petroleum deposits. Facies and porosity relationships in some
Mississippian carbonate cycles of western Canada basin, etc.

Published monthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan